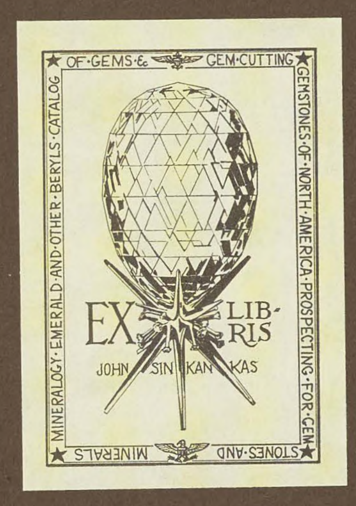
G. Berg

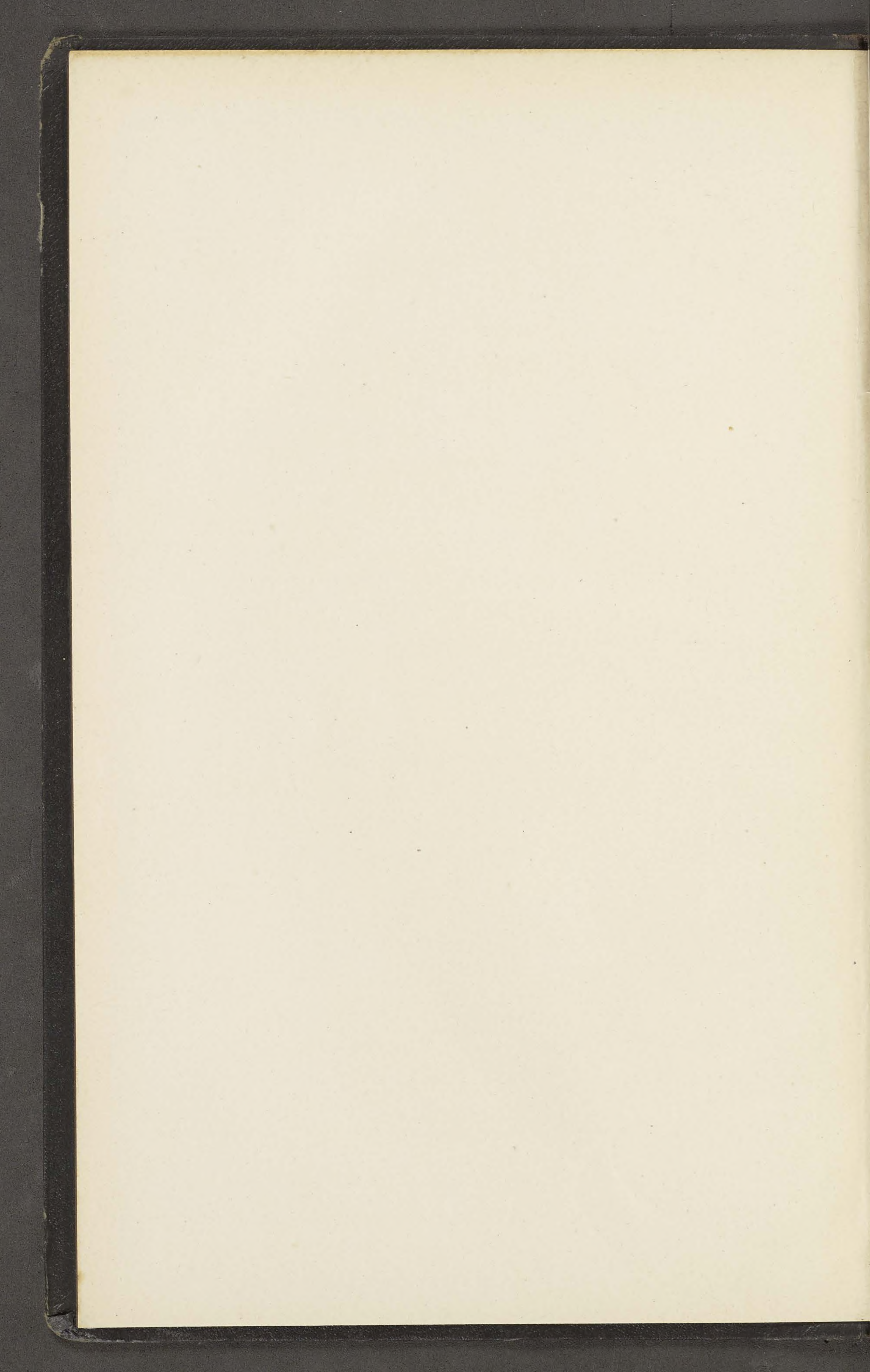
Mikroskopische Untersuchung der Erzlagerstätten



F. Coles Phillips
CCC

Feb. 1929.





DIE MIKROSKOPISCHE UNTERSUCHUNG DER ERZLAGERSTÄTTEN

VON

DIPL. BERGINGENIEUR, DR. PHIL.
GEORG BERG
KGL. BEZIRKSGEOLOGEN

MIT 88 TEXTFIGUREN

BERLIN
VERLAG VON GEBRÜDER BORNTRAEGER
W 35 SCHÖNEBERGER UFER 12a
1915

Buchdruckerei des Waisenhauses in Halle a. d. S.

VORWORT

Die Anwendung des Mikroskops in der Lagerstättenlehre hat sich erst in den letzten $1^1/_2$ bis 2 Jahrzehnten diejenige Anerkennung verschafft, die ihrer Bedeutung für die Beantwortung genetischer Probleme zukommt. Nachdem im Anfang der 90er Jahre des vorigen Jahrhunderts A. Stelzner gelegentlich das Mikroskop zur Beurteilung dieser oder jener wichtigen Frage der Lagerstättenlehre herangezogen hatte, hat namentlich R. Beck in einer Reihe von Monographien verschiedenster Erzvorkommen ausgedehnte und sorgfältige mikroskopische Einzeluntersuchungen mit großem Erfolge durchgeführt. Seinem Beispiel folgten bald alle anderen Lagerstättenleute, in erster Linie die nordamerikanischen Forscher, und heutzutage findet man kaum mehr eine größere Lagerstättenarbeit, in der nicht der mikroskopisch-petrographische Teil einen breiten und für die Beurteilung der Genesis überaus wichtigen Raum einnimmt.

Daß die Ergebnisse der mikroskopischen Untersuchung nicht nur von theoretischem, sondern oft auch für die wirtschaftliche Beurteilung einer Lagerstätte von hohem praktischen Wert sind, darauf hat P. Krusch in letzter Zeit öfters eindringlich hingewiesen.

Wegen des großen praktischen Nutzens, der aus mikroskopischen Untersuchungen oft genug erwächst, ist es aber nötig, daß sich nicht nur der theoretische Lagerstättenforscher, sondern auch der praktische Erzbergmann mit den Methoden und Zielen mikroskopischer Lagerstättenuntersuchung vertraut macht.

In der ersten Zeit waren es nur Petrographen, welche die ihnen geläufigen Methoden auf Erzlagerstätten anwendeten, mehr und mehr hat indessen die mikroskopische Lagerstättenforschung ihre eigenen Methoden entwickelt, bis jetzt fehlt es aber noch völlig an einer übersichtlichen Zusammenstellung dieser Methoden und an einer vergleichenden Auswertung der oft überaus interessanten Ergebnisse, welche in den verschiedensten Einzelbeschreibungen niedergelegt sind.

Auch fehlt es noch völlig an Anleitungen, welche die Methoden, die der Petrographie und Lagerstättenlehre gemeinsam sind, vom Standpunkte der letzteren aus erläutern. Dem angehenden Lagerstättenmann bleibt daher nur übrig, erst möglichst tief in die Petrographie einzudringen, dadurch das Verständnis für die bestehenden monographischen Lagerstättenarbeiten zu gewinnen, und durch deren Studium sich zuletzt in die mikroskopische Untersuchung der Lagerstätten einzuarbeiten. Hierzu haben aber die wenigsten Zeit, und so muß der Erzbergmann auf die Anwendung des Mikroskops ganz verzichten, oder sich mit einigen oberflächlichen, systemlosen Feststellungen begnügen.

In diesem Punkte sucht das vorliegende Buch Wandel zu schaffen.

Schon seit Jahren hat der Verfasser mit denjenigen Herren, welche im Lagerstätteninstitut der Kgl. Geolog. Landesanstalt zu Berlin monographische Arbeiten verfertigen, und mit denjenigen Studierenden der Bergakademie, die sich ein spezielles Lagerstättenthema erwählt haben, privatissime Übungen in der Anwendung des Mikroskops bei diesen Arbeiten abgehalten.

Einer Anregung des Herrn Prof. Dr. Krusch folgend, der schon mehrfach auch öffentlich dem Wunsch nach einer „mikroskopischen Erzpetrographie" Ausdruck gab, wage ich es heute, dieses Buch der Öffentlichkeit zu übergeben.

Wer es weiß, wie schwer es ist, ein Lehrbuch über eine wissenschaftliche Disziplin, die bisher noch niemals im Zusammenhange behandelt wurde, zu schreiben, und wer die ungeheure Menge lagerstättenkundlicher Einzelbeschreibungen kennt, in denen der Stoff bisher zerstreut lag, wird die Schwierigkeiten, die sich mir boten, ermessen, und die vielen Mängel, die dem Buche gewiß noch anhaften, verstehen.

Für jeden Verbesserungsvorschlag, für jede objektive Kritik werde ich den verehrten Fachgenossen dankbar sein.

Aufrichtige Dankbarkeit aber schulde ich schon jetzt denen, die mir bisher bei meinen Arbeiten Lehrer und Führer gewesen sind, insonderheit R. Beck, Cl. Winkler †, F. Zirkel † und P. Krusch.

Berlin, im September 1914. **Dr. Georg Berg.**

INHALTSÜBERSICHT

I. OPTISCHE UND MIKROCHEMISCHE UNTERSUCHUNGSMETHODEN

II. MIKROSKOPISCHE EIGENSCHAFTEN DER HÄUFIGSTEN ERZE UND GANGARTEN

III. MIKROSTRUKTUREN DER WICHTIGSTEN LAGERSTÄTTEN-ARTEN

IV. PETROGRAPHIE DER THERMALMETAMORPHEN UND PNEUMATOLYTISCH VERÄNDERTEN NEBENGESTEINE

I. OPTISCHE UND MIKROCHEMISCHE UNTERSUCHUNGSMETHODEN

UNTERSUCHUNG DURCHSICHTIGER MINERALIEN

In dem folgenden Abschnitt soll ein kurzer Abriß der für den Lagerstättenforscher wichtigsten Methoden optisch-mikroskopischer Mineralbestimmung gegeben werden.

Auf die theoretische Begründung soll nur insoweit eingegangen werden, als sie für das Verständnis der einfachsten Untersuchungen unerläßlich ist. Eine ausführlichere Darstellung des „Gebrauches des Polarisationsmikroskopes" hat E Weinschenk[1]) gegeben. Eine erschöpfende Behandlung aller hierher gehörigen Methoden mit genauer wissenschaftlicher Begründung bietet die erste Hälfte des ersten Bandes von Rosenbuschs „Mikroskopischer Physiographie".[2])

Die optische Grundidee des Mikroskopes ist bekanntlich die, daß durch ein vorderes, bzw. unteres Linsensystem das sog. Objektiv ein reelles umgekehrtes Bild des Gegenstandes erzeugt wird, und daß man dieses Bild dann ohne nochmalige Umkehr durch das Okularsystem betrachtet. Es handelt sich also im Prinzip um denselben Vorgang, wie wenn man das Bild auf der Mattscheibe eines photographischen Apparates mit der Lupe betrachtet. An die Stelle der Mattscheibe tritt im Mikroskop die Ebene des Fadenkreuzes. Während wir aber im photographischen Apparat die Entfernung des Objektes von der Frontlinse uns erst wählen und dann Fadenkreuz bzw. Platte danach mit Hilfe des Balges einstellen, ist bei den Mikroskopen die letztere Entfernung, die „Tubuslänge", im allgemeinen gegeben, und wir bringen die Bildschärfe durch Nähern und Entfernen der Frontlinse gegen das Objekt hervor. Der

1) Weinschenk, E: Anleitung zum Gebrauch des Polarisationsmikroskopes (Freiburg i. B., Herder 1901).

2) Rosenbusch, H.: Mikroskopische Physiographie (Stuttgart 1904).

Tubusauszug der vollkommeneren Instrumente dient nur dazu, durch Veränderung der Entfernung zwischen Objektiv und Fadenkreuz die Vergrößerungen, welche die verschiedenen Objektive hervorbringen, noch in bestimmten Grenzen zu ändern.

Bei starker Vergrößerung ist eine sehr große Annäherung des Objektivs an das Präparat nötig, da die Brennweite starker Objektive sehr kurz ist. Diese Brennweite wird noch verringert durch die Brechung des Lichtes beim Austritt aus dem Deckglas in die Luft. Es ist derselbe Vorgang, der uns einen Gegenstand am Boden eines Wassergefäßes näher erscheinen läßt als denjenigen am Boden eines gleichtiefen leeren Gefäßes. Um diese Verkürzung zu vermeiden, bringt man an die Stelle des kleinen Luftzwischenraumes zwischen Frontlinse und Deckglas eine Substanz, die möglichst denselben Brechungsindex wie Glas hat, und Deckglas und Frontlinse daher zu einer optisch homogenen Masse verbindet. Man taucht das Objektiv in einen vorher auf das Deckglas gebrachten Tropfen Zedernholzöl („homogene Immersion").

Ein Körper wird uns in seiner Umgebung sichtbar durch seine Undurchsichtigkeit, wenn er diese nicht besitzt, durch seine Farbe, und wenn er farblos ist, durch die Differenz zwischen seiner Lichtbrechung und derjenigen der Umgebung. Von einem klaren Glaswürfel sehen wir z. B. nur die Brechungs- und Reflexerscheinungen, die sich an seinen Grenzflächen gegen die umgebende Luft abspielen, und wenn wir ihn in eine Flüssigkeit von genau gleicher Lichtbrechung einbetten, verschwindet er für unser Auge vollkommen. So würden wir auch ein in Kanadabalsam eingebettetes farbloses Mineralkorn von genau gleichem Brechungsindex (1,54) nicht feststellen können. Aber schon der geringste Unterschied der Lichtbrechung läßt feine dunkle Linien an der Grenze zwischen Mineral und Balsam (oder ebenso an der Grenze zweier miteinander verwachsenen Mineralien) erkennen. Von den nicht ganz genau parallel mit der Grenzfläche durchlaufenden Lichtstrahlen wird ein Teil, der aus dem dichteren in das dünnere Medium übertreten sollte, durch Totalreflexion im dichteren zurückgehalten. Es entsteht hierdurch an der Grenze innerhalb des stärker lichtbrechenden Körpers ein heller Lichtschein mit einem die Grenze selbst markierenden dunkleren Saum. Hebt man den Tubus etwas, so verschwimmt dadurch das Bild, aber der helle Schein verbreitert sich und scheint in das Mineral von höherer Lichtbrechung hineinzuwandern, so daß man mit Sicherheit bestimmen kann, welcher

von den beiden Körpern den höheren Brechungsexponenten hat. Der Lichtstreifen, den man als Becke sche Linie bezeichnet, wandert beim Heben des Tubus in die Mineralien, die höhere Lichtbrechung haben.

Da die Beckesche Lichtlinie durch diejenigen Strahlen hervorgebracht wird, die nahezu, aber nicht ganz genau parallel der Mikroskopachse das Präparat durchlaufen, so tritt diese Grenzerscheinung viel deutlicher hervor, wenn wir einen Teil des Gesichtsfeldes durch die vor den Konkavspiegel gehaltene Hand etwas abblenden, oder wenn wir den Beleuchtungsapparat senken.

Eine besondere Untersuchungsmethode, die im Prinzip auf derselben Erscheinung beruht wie die Beckesche Lichtlinie, ist die sog. Einbettungsmethode. Mit ihr untersuchen wir nicht Dünnschliffe, sondern Mineralpulver, sie ist also besonders für die Untersuchung feinsandiger Seifenlagerstätten von hohem Wert.

Sie besteht darin, daß man ein Korn des zu untersuchenden Minerals nacheinander in je einem Tropfen verschiedener Flüssigkeiten von bekanntem Brechungsexponenten unter dem Mikroskop beobachtet. Da die Umrisse des Korns verschwinden, wenn dasselbe in einer Flüssigkeit von genau gleichem Brechungsindex liegt bzw. schwach oder kaum sichtbar werden, wenn der Brechungsindex der Flüssigkeit dem des Minerales sehr nahe kommt, so findet man leicht diejenigen Flüssigkeiten, zwischen denen das Mineral einzureihen ist. Die Beckesche Lichtlinie erlaubt uns dabei zu bestimmen, ob bei geringerer Differenz das Korn etwas höher oder etwas niedriger lichtbrechend ist als die Flüssigkeit. Unter Umständen finden wir auch bei stark doppeltbrechenden Mineralien (siehe später) Flüssigkeiten, die stärker lichtbrechend sind als der niedrigere Brechungsindex, schwächer lichtbrechend als der höhere Brechungsindex des Minerales. Man erkennt dies daran, daß die Beckesche Lichtlinie bei der einen Stellung des Minerales zum unteren Nicol aus dem Korn in die Flüssigkeit wandert, nachdem man aber den Tisch um 90° gedreht hat, beim Heben des Tubus aus der Flüssigkeit in das Korn hinübergeht. Man kann also mit der Einbettungsmethode sehr weitgehende Bestimmungen der Lichtbrechungsverhältnisse eines Mineralkornes ausführen. Schröder van der Kolk, dem wir die genaue Ausarbeitung dieser Methode verdanken, hat eine Reihe bestimmter Flüssigkeiten aufgestellt, mit Hilfe deren man leicht und mit großer Genauigkeit die Bestimmungen durchführen kann. Er verwendet:

Wasser	1,336	Zimmtöl	1,605
Glyzerin	1,46	Monojodbenzol . . .	1,621
Tetrachlorkohlenstoff .	1,466	Schwefelkohlenstoff .	1,627
Bucheckernöl . . .	1,477	α-Monochlornaphthalin	1,639
Xylol	1,495	α-Monobromnaphthalin	1,658
Zedernholzöl	1,516	Jodmethylen	1,740
Monochlorbenzol . .	1,527	Salpetersaures Quecksilberjodid	1,80
Äthylenbromid . . .	1,536	Schwefel in Jodmethylen gelöst	1,83
Nelkenöl	1,544	Quecksilbermethyl . .	1,93
Nitrobenzol	1,554	Phenylsulfid	1,95
Monobrombenzol . .	1,561		
Orthotoluidin	1,572		
Bromoforn	1,588		

An der Schärfe des Randes können wir auch Gasporen, Flüssigkeitseinschlüsse und Glaseinschlüsse in einem Mineral unterscheiden. Gasporen haben stets einen sehr dunklen Rand, außerdem führen sie natürlich im Gegensatz zu den beiden anderen niemals eine Libelle. Flüssigkeitseinschlüsse zeigen eine wesentlich weniger scharf hervortretende Umrandung. Ihre Libelle ist meist bei Erwärmung des Schliffes beweglich. Glaseinschlüsse haben, da sich ihre Lichtbrechung vom umgebenden Mineral selten wesentlich unterscheidet, einen ganz feinen Rand, wenn eine Libelle vorhanden ist, ist diese natürlich feststehend und schärfer umrandet als in Flüssigkeitseinschlüssen.

Um die Natur der Flüssigkeitseinschlüsse zu prüfen, ob sie aus wässeriger Lösung oder aus flüssiger Kohlensäure bestehen, genügt eine gelinde Erwärmung des Schliffes. Die Flüssigkeitseinschlüsse enthalten stets eine kleine runde Gaslibelle. Bei Einschlüssen von flüssiger Kohlensäure besteht diese aus gasförmiger Kohlensäure. Überschreitet nun die Temperatur den kritischen Punkt, der für CO_2 bei $31-32^0$ C liegt, so hört der Unterschied zwischen gasförmigem und flüssigem Aggregatzustand auf, die ganze Masse geht in den überkritischen Zustand über, und die Libelle verschwindet. Bei der Abkühlung bildet sie sich von neuem, oft derart, daß zunächst mehrere kleine Bläschen entstehen, die dann zu einer einheitlichen Libelle zusammenfließen.

Wenn man keinen heizbaren Objekttisch am Mikroskop zur Verfügung hat, so genügt es auch, ein in der Mitte zum Durchtritt des Lichtes gelochtes Kupfer oder Zinkblech auf den Objekttisch

zu legen und durch untergelegte Stoff- oder Holzstücke gegen Ableitung der Wärme zu isolieren. Wenn das Blech an einer Seite ein Stück über den Drehtisch hinausragt, und man hier eine kleine Spiritusflamme unterhält, so erwärmt sich alsbald der ganze Blechstreifen stark genug, um auch dem Schliff eine etwas erhöhte Temperatur mitzuteilen, die sich schnell so weit steigert, daß der kritische Punkt von 31—32° C. erreicht und überschritten wird. Ein anderes Verfahren beschreibt Baumgärtel.[1]) Er bläst mit einem kleinen Gummiballgebläse heiße Luft von der Deckglasseite gegen den Schliff.

Durch Wirkungen der Totalreflexion treten auch die Spaltrisse eines Minerales im Schliffe als zarte Linien hervor. Ihr Verlauf zueinander, zu den Umrissen des Minerales und zu der Auslöschungsrichtung (siehe später) ist diagnostisch von höchstem Wert.

Die Oberfläche keines Schliffes ist absolut eben, sondern weist zahllose kleinste Erhöhungen und Vertiefungen auf, infolge deren die einzelnen Teile des Minerales wie nebeneinander gedrängte kleinste Konkav- und Konvexlinsen wirken und das Licht zerstreuen, so daß die Oberfläche wie die einer mattgeschliffenen Glasplatte, rauh und trübe erscheint. Diese Rauhigkeit des „Reliefs" ist um so deutlicher, je mehr sich die Lichtbrechung des Minerales von der des überlagernden Kanadabalsams unterscheidet. Da es keine Mineralien gibt, die durch kleinere Lichtbrechung stark vom Kanadabalsam abweichen, so kann man auch sagen, das Relief ist um so markanter, je höher die Lichtbrechung des Minerales ist. Ob ein Mineralkorn durch starkes Relief getrübt erscheint oder vielleicht durch kleine Einschlüsse fremder Körper, wird man im Zweifelsfalle bei starker Vergrößerung feststellen. Das Relief ist auf die Oberfläche und Unterfläche des Schliffes beschränkt, Interpositionen liegen im Innern des Minerales.

Wir arbeiten beim Gebrauch des Polarisationsmikroskops im allgemeinen, um schnell zu den Beobachtungen zwischen gekreuzten Nicols übergehen zu können, ohne Ausschaltung des unteren Nicols. Das Licht, welches das Mineralkorn durchläuft, ist daher polarisiert, d. h. es schwingt in einer bestimmten Ebene, bei den modernen Instrumenten stets in der Symmetrieebene des Mikroskops, also von vorn nach hinten. Farbige Mineralien, welche nicht amorph

---

1) Baumgärtel, B.: Eruptive Quarzgänge in der Umgebung der vogtländisch-westerzgebirgischen Granitmasse. Zeitschr. D. Geol. Ges. 1911, S. 201.

oder regulär sind, weisen nun meist verschiedene Farben auf, je nachdem ihre kristallographischen Achsen zur Schwingungsrichtung des sie durchlaufenden Lichtstrahles gestellt sind (Pleochroismus). Bei tetragonalen und hexagonalen Kristallen sind die Farben nur verschieden, je nachdem die Hauptachse senkrecht oder parallel zur Schwingungsrichtung liegt (Dichroismus). Turmalin erscheint z. B. hell, wenn seine Längsachse der Lichtschwingung parallel steht, dunkel, wenn sie quer dazu gerichtet ist; dies kann man im Zweifelsfalle zur Kontrolle der Schwingungsrichtung des unteren Nicols verwenden. Liegt die Hauptaxe in der Fortpflanzungsrichtung des Lichtes, die Basis also parallel der Schliffebene, so tritt kein Pleochroismus auf. Rhombische, monokline und trikline Mineralien zeigen in jeder der drei Hauptrichtungen bestimmte mehr oder weniger voneinander verschiedene Farben (Trichroismus). Glaukophan erscheint z. B., wenn das Licht parallel der Längsachse schwingt, azurblau, wenn es parallel der längeren Diagonale der spitzrhombischen Querschnitte schwingt, violett, wenn es parallel der kürzeren Diagonale schwingt, schwach gelbgrün. „Die drei Achsenfarben“ eines Minerales richten sich übrigens nicht nach den kristallographischen Achsen, sondern nach den drei später zu behandelnden optischen Elastizitätsachsen, die im monoklinen und triklinen System oft beträchtlich in ihrer Lage von jenen abweichen.

Der untere Nicol, der Polarisator, läßt nur Licht in das Instrument eintreten, welches von vorn nach hinten schwingt, der obere, meist einschiebbare Nicol, der Analysator, läßt nur Licht hindurch, welches von rechts nach links schwingt. Schalten wir also den letzteren ein, so erscheint das Gesichtsfeld, wenn die Öffnung des Objekttisches frei ist, schwarz; dasselbe tritt ein, wenn wir ein Glas, eine Schicht Kanadabalsam, ein kolloides Mineral oder ein regulär kristallisiertes Mineral, kurz ein „isotropes Medium“ auf den Objekttisch bringen. Legen wir aber darunter den Längsschnitt eines hexagonalen oder tetragonalen Minerals, eines optisch einachsigen Körpers, so wird der Strahl innerhalb des Minerals in zwei Strahlen zerlegt, einen sog. außerordentlichen, der parallel zur Hauptachse schwingt, und einen sog. ordentlichen, der senkrecht zur Hauptachse schwingt. Diese beiden Strahlen werden im oberen Nicol zwangsweise wieder in einen von rechts nach links schwingenden vereinigt und gelangen dadurch in unser Auge. Ein „anisotroper Minerallängsschnitt“ erscheint also zwischen gekreuzten Nicols hell, allerdings nur, wenn er nicht parallel einem

der Fadenkreuzarme steht. Liegt nämlich der Längsschnitt von vorn nach hinten, so nimmt die Hauptachsenrichtung die ganze Schwingung des unteren Nicols auf, das Licht geht unverändert bis an den oberen Nicol und wird dort „ausgelöscht“. Ebenso nimmt, wenn der Längsschnitt quer liegt, die Richtung senkrecht zur Hauptachse die ganze Schwingung auf, und es erfolgt dasselbe. Drehen wir den Tisch mit dem Längsschnitt ein ganzes Mal herum, so löscht also der im allgemeinen helle Schnitt viermal aus, und zwar stets dann, wenn seine Hauptachse parallel den Fadenkreuzarmen liegt. Man nennt dies parallele oder gerade Auslöschung.

Beobachtet man ein konzentrisch strahliges Aggregat gerade auslöschender Prismen oder Fasern unter gekreuzten Nicols, so erblickt man auf dem rosettenförmigen Querschnitt ein schwarzes Kreuz in aufrechter Stellung, weil alle diejenigen Fasern, die einem der Nicolhauptschnitte parallel liegen, auslöschen. Dreht man den Objekttisch, so kommen immer neue Fasern in diese Lage, während diejenigen, die eben auslöschten, jetzt hell erscheinen, kurz, das Aggregat dreht sich, aber das Kreuz bleibt stehen. Mit Hilfe dieses sog. „Festen Kreuzes“ (auch Brewstersches Kreuz genannt) kann man oft den konzentrisch strahligen Bau eines Mineralkörnchens (z. B. eines Oolithkornes) auch dann noch nachweisen, wenn die Faserung so fein ist, daß man sie selbst bei starker Vergrößerung nicht mehr zu erkennen vermag.

Die Minerallängsschnitte erscheinen zwischen gekreuzten Nicols in den Diagonalstellungen nicht einfach hell, sondern in bunten Farben, den sog. Interferenzfarben. Es hat dies seinen Grund in folgendem: Die beiden Strahlen bewegen sich innerhalb des Minerals mit verschiedener Geschwindigkeit, die natürlich auch noch bei jedem Strahl verschieden ist, je nach der Wellenlänge des Lichts also je nach dessen Farbe. Es schwingt daher bei der Ankunft am oberen Nicol das rote Licht des ordentlichen Strahles vielleicht gerade in demselben Sinne (derselben Phase) wie das rote Licht des außerordentlichen, während das grüne Licht des ordentlichen gerade in entgegengesetzter Phase schwingt wie das grüne Licht des außerordentlichen. Die Folge ist, daß die beiden roten Strahlen bei ihrer zwangsweisen Vereinigung im oberen Nicol sich gegenseitig verstärken, die beiden grünen Strahlen sich sozusagen gegenseitig abtöten, weil ihre Schwingungen sich aufheben. Das Mineral erscheint daher rot. Ist aber der eine Strahl nur ein wenig mehr vor dem anderen vorausgeeilt, ist, wie man sagt, die

Phasendifferenz ein wenig größer, so tritt vielleicht gerade das Umgekehrte ein, das Mineral erscheint grün. Die Phasendifferenz wird natürlich um so größer, je länger die Wegstrecke war, über welche der schnellere Strahl Gelegenheit hatte vorauszueilen, d. h. je größer die Schliffdicke ist. So treten in einem doppeltbrechenden Mineral mit zunehmender Schliffdicke eine gesetzmäßige Reihe von Farben auf, die *Farbenordnungen der Interferenzfarben*, die man z. B. der Reihe nach beobachten kann, wenn man einen keilförmig sich verdickenden Quarzstreifen unter dem Gesichtsfeld vorwärts bewegt.

Diese Farbenreihe ist folgende:

1. Ordnung: Blaugrau
weiß
strohgelb
orange
rot (Gipsblättchen).

2. Ordnung: Violett
himmelblau
grün
gelb
orange
violettrot

3. Ordnung: Violettblau
grün
grüngelb
karmin
violett.

Perlmutterartiges Weiß (Weiß höherer Ordnung).

Die Phasendifferenz und damit die Höhe der Interferenzfarbe ist aber nicht nur abhängig von der Länge des Weges, innerhalb dessen der eine Strahl einen Vorsprung erlangte, sondern auch von dem Maße der Geschwindigkeitsdifferenz, die ihm diesen Vorsprung ermöglichte. Diese Geschwindigkeitsdifferenz zwischen ordentlichem und außerordentlichem Strahl, die „*Stärke der Doppelbrechung*“, ist bei verschiedenen Mineralien verschieden, und so sind in *gleich dicken Schliffen* die Polarisationsfarben bezeichnend für die Art des vorliegenden Minerals. Wir pflegen unsere Schliffe so anzufertigen, daß der Quarz das reine Weiß der 1. Ordnung zeigt.

Die einachsigen Kristalle kann man in zwei Gruppen trennen, eine, bei der die Hauptachse Richtung langsamerer Schwingung, also kleinerer Elastizität ist (optisch positive), und solche, bei denen sie Achse größerer Elastizität ist (optisch negative). Die Polarisationsfarben gleich stark doppeltbrechender Mineralien sind bei positivem wie negativem *Charakter der der Doppelbrechung* gleich.

Um festzustellen, welcher von beiden Fällen vorliegt, legt man über das zu untersuchende Mineral ein Blättchen eines anderen, dessen Charakter man kennt. Kommt in beiden Mineralien größte auf größte und kleinste auf kleinste Elastizitätsachse zu liegen, so

wird der im unbekanntem Mineral beschleunigte Strahl im eingefügten noch mehr beschleunigt; dies wirkt als Verdickung des Schliffes, die Polarisationsfarben werden erhöht. Kommt die Achse kleinster Elastizität des einen Minerals auf die Achse größter des anderen zu liegen, so wird der im zu bestimmenden Mineral beschleunigte Strahl im eingefügten verzögert. Dies wirkt wie eine Verdünnung des Schliffes, die Polarisationsfarben werden erniedrigt. In praxi verfährt man so, daß man ein Gipsspaltblättchen unterhalb des oberen Nicols in einen Schlitz einschiebt; dies Blättchen ist so dick, daß es als Polarisationsfarbe das Rot 1. Ordnung zeigt, welches bei geringer Erniedrigung in Gelb, bei geringer Erhöhung in Blau übergeht. Die Achse kleinster Elastizität, die c-Achse, die vorher auf diesem Gipsblättchen markiert ist, muß diagonal zum Fadenkreuz stehen. Das zu untersuchende Mineral erscheint dann in der einen Diagonalstellung gelb, gelblichweiß oder weiß (erniedrigte Farbe), in der anderen blau, blaugrau oder grün (erhöhte Farbe). Es ist positiv, wenn seine Längsrichtung bei Erniedrigung der Farbe mit der c-Achse des Gipses ein + bildet, es ist negativ, wenn in diesem Falle seine Längsachse mit der c-Gipsachse zusammenfällt, also ein — bildet.

Ein einachsiger Kristall, welcher im Dünnschliff senkrecht zu seiner Hauptachse geschnitten ist, zeigt keinerlei Wirkung auf das polarisierte Licht und verhält sich vollkommen wie ein regulärer Kristall, da die kristallographischen sogenannten Nebenachsen keinerlei optische Bedeutung haben, und alle Richtungen in der Basisebene gleichwertig sind. Querschnitte einachsiger Kristalle bleiben also unter gekreuzten Nicols schwarz. Dennoch kann man leicht nachweisen, ob ein solcher schwarz erscheinender Mineraldurchschnitt ein isotropes Mineral oder der Querschnitt eines einachsigen ist. Man braucht ihn nur gegen den Lichtstrahl zu neigen, so zeigt er sofort mit der Neigung zunehmende Polarisationsfarben. Das Neigen eines Schliffes im Gesichtsfeld erfordert aber, da die Entfernung vom Objektiv nicht geändert werden darf, im allgemeinen einen komplizierten Apparat.[1]) So neigen wir nicht den Schliff gegen die Lichtstrahlen, sondern umgekehrt die Lichtstrahlen gegen den Schliff. Dies erfolgt durch Einschalten des

1) Ein von Schröder van der Kolk vorgeschlagenes einfaches Verfahren, bei dem man den Schliff auf der nach oben gerichteten Schnittfläche einer Glashalbkugel befestigt, hat andere Nachteile.

Kondensors einer starken Sammellinse dicht unter dem Objektträger. Die hierdurch erzeugten Polarisationserscheinungen nennen wir das Achsenbild. Dieser Kondensor bewirkt, daß das vorher zylindrische Lichtbündel in Gestalt eines Doppelkegels das Präparat durchläuft. Da sich der Kegel nach oben zu immer weiter ausbreitet, so würde man bei großem Objektivabstand nur einen kleinen zentralen Teil ins Gesichtsfeld bekommen. Zusammen mit dem Kondensor hat man daher stets ein starkes Objektiv mit kleiner Frontlinse und kurzem Objektabstand anzuwenden. Außerdem muß man nach Ausschaltung des Okulars beobachten, da das reelle Bild der durch den Kondensor erzeugten Polarisationserscheinung nicht in der Fadenkreuzebene, sondern dicht über der oberen Seite des Objektivlinsensystems entsteht. Will man das Okular nicht entfernen, so muß man das Bild durch eine besondere Linse, die sog. Bertrand-Linse, in die Fadenkreuzebene hinauf projizieren.

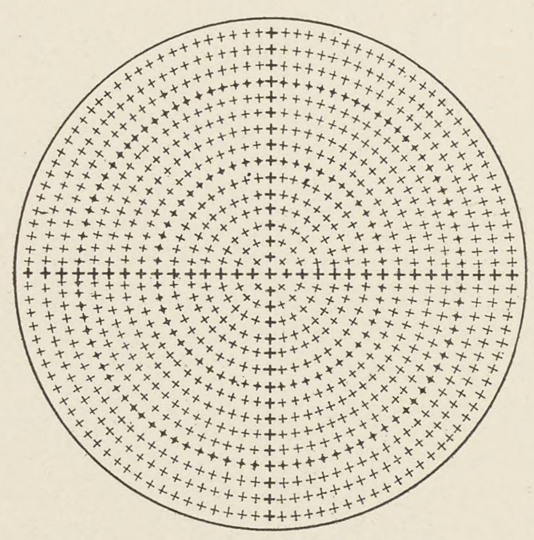


Fig. 1. Ableitung des Achsenkreuzes einachsiger Kristalle.
+ Auslöschung für weißes Licht,
Kreuz mit Punkt: Auslöschung durch Phasendifferenz für einfarbiges Licht

Verfolgen wir nun den Gang der einzelnen Strahlen des Lichtkegels, so ist zunächst klar, daß der mittelste Strahl genau wie vorher senkrecht das Mineral durchläuft. Die Mitte des Gesichtsfeldes bleibt also schwarz. Alle äußeren Strahlen durchlaufen aber das Mineral schräg zu dessen Hauptachse. Ihr Licht wird also im Kristall zerlegt in einen außerordentlichen und einen ordentlichen Strahl, von denen der eine parallel der Hauptachse des Kristalls, also in einer radialen Ebene senkrecht zum Gesichtsfeld schwingt, der andere senkrecht dazu, also in einer tangentialen Ebene (Fig. 1). Es ist nun klar, daß jeder Strahl, für welchen diese beiden Richtungen parallel den Nicolhauptschnitten laufen, zwischen gekreuzten Nicols ausgelöscht werden muß (vgl. die Auseinandersetzung über den Begriff der geraden Auslöschung und über das sog. feste Kreuz). Es

entsteht also im Gesichtsfeld ein schwarzes Kreuz, welches sich beim Drehen des Präparates nicht mitbewegt, sondern dessen Arme stets parallel dem Fadenkreuz bleiben.

Nach außen hin nimmt die Neigung der kegelförmig angeordneten Strahlen beständig zu, und damit wird auch ihr Weg innerhalb des Präparates länger, es erscheint also im optischen Sinne als ob das Präparat nach außen zu immer dicker würde, d. h. es entsteht von innen nach außen in ringförmiger Anordnung die Reihe der Polarisationsfarben. Die Aufeinanderfolge dieser Farbenringe ist natürlich um so enger, je stärker doppeltbrechend das Mineral ist. So erzeugt in einem Quarzquerschnitt das „konvergente Licht" nur ein verwaschenes Kreuz und keine sichtbaren Ringe, in einem Kalzitquerschnitt aber gewahren wir ein scharfes Kreuz und zwei oder drei ringförmige Farbenordnungen. Auch hier übt außerdem die Schliffdicke und endlich auch die Konvergenz des Strahlenkegels (Brennweite des Kondensors und Objektivs) ihren Einfluß.

Das Kreuz mit den Ringen im konvergenten Licht, das Achsenbild der einachsigen Mineralien erhält man auch, wenn der Schnitt nicht genau senkrecht zur Hauptachse geführt ist. Der Mittelpunkt des Kreuzes liegt dann am Austritt desjenigen Kegelstrahles, dessen Neigungswinkel in Größe und Richtung mit demjenigen der Hauptachse gleich ist. Die Neigung der Achse macht sich also durch eine horizontale Verschiebung des Kreuzmittelpunktes geltend. Dreht man das Präparat, so beschreibt der Kreuzmittelpunkt einen Kreis, ohne daß sich die Arme drehen. Sie bleiben vielmehr immer parallel den Fadenkreuzarmen. Liegt der Kreismittelpunkt, der sog. Achsenaustritt, außerhalb des Gesichtsfeldes, so sieht man beim Drehen nur die vier Arme nacheinander als abwechselnd senkrechte und wagerechte gerade Schattenstreifen durch das Gesichtsfeld huschen. Das schärfer ausgeprägte Ende dieser „Balken" ist stets das dem Achsenaustritt näher liegende.

Man kann, wie eine kurze Überlegung zeigt, leicht auch aus dem Achsenbild eines Mineralkornes feststellen, ob dasselbe optisch positiv oder negativ ist. Denken wir uns über das durch Kreuzchen angedeutete Achsenbild der Figur 1 ein Gipsblatt oder besser ein Viertelundulations-Glimmerblatt (weiß 1. Ordnung) so gelegt, daß seine Achse kleinster Elastizität von links oben nach rechts unten verläuft, nehmen wir ferner an, unser Mineral sei negativ, die radiale Schwingungsrichtung entspreche also der Achse

größerer Elastizität, so ist ohne weiteres klar, daß die Phasendifferenzen von Mineral und Glimmer sich im rechten oberen und linken unteren Quadranten addieren, im linken oberen und rechten unteren subtrahieren. Ist das Mineral positiv, so kehrt sich das Verhältnis um. In den Quadranten, in denen sich die Phasendifferenzen addieren, werden die Ringsysteme enger, in den Quadranten, in denen sie sich subtrahieren, werden sie weiter. Außerdem zerfällt das Kreuz in zwei Punkte, die im inneren Winkel der Sektoren mit erweiterten Ringsystemen liegen. Ein Mineral ist also negativ, wenn die Punkte und die erweiterten Farbenringe in den Quadranten auftreten, die von der Achse kleinster Elastizität des Glimmers durchquert werden.

Dieses Verfahren gestattet uns, den optischen Charakter auch eines formlosen Mineralkorns, dessen Umrisse uns keinen Aufschluß über die Lage der Hauptachse geben, zu bestimmen.

Die Verhältnisse der Lichtfortpflanzung in Kristallen des rhombischen, monoklinen und triklinen Systems sind wesentlich verwickeltere. Es gibt in diesen Kristallen drei verschiedene aufeinander senkrechte Elastizitätsachsen, welche die Achse größter, mittlerer und kleinster Elastizität genannt werden, und die wir im Gegensatz zu den drei kristallographischen Achsen nicht mit lateinischen Buchstaben (*a* von vorn nach hinten, *b* von rechts nach links, *c* von oben nach unten), sondern mit deutschen Buchstaben ($\mathfrak{a}$ größte, $\mathfrak{b}$ mittlere, $\mathfrak{c}$ kleinste Elastizitätsachse) bezeichnen. Jeder Lichtstrahl, welcher in den Kristall eintritt, wird in zwei Strahlen zerlegt, deren Schwingungsrichtungen je zwei der drei Elastizitätsachsen parallel sind. Nicht nur die Längsschnitte, sondern auch die Querschnitte zeigen daher hier ein viermaliges Auslöschen und wieder Aufleuchten während einer vollen Drehung des Objekttisches. Dennoch gibt es zwei Richtungen, in denen der Kristall keinerlei Doppelbrechung zeigt, sondern sich isotrop, also wie im regulären Kristall verhält. Diese beiden Isotropielinien (optische Achsen genannt) liegen in der Ebene der größten und kleinsten Elastizitätsachse und zwar so, daß diese beiden Achsen (die Bisektrizen) die Winkelhalbierenden des stumpfen und spitzen Winkels bilden. Die Achse mittlerer Elastizität steht senkrecht auf der Achsenebene und heißt daher optische Normale. Die Lage der optischen Axen ist indessen für verschiedene Farben (und auch für verschiedene Temperaturen) etwas verschieden (Dispersion der optischen Achsen). Der Achsenwinkel muß daher für ein bestimmtes Spektralgebiet (meist

nimmt man die Natriumlinie) angegeben werden, wenn eine größere Genauigkeit beabsichtigt wird.

Betrachtet man den Schnitt eines zweiachsigen Minerals, der senkrecht zur spitzen Bisektrix geführt ist im konvergenten Licht, so beobachtet man ebenfalls ein verwaschenes Kreuz, wenn die Achsenebene parallel einem der Fadenkreuzarme steht (Fig. 2). Der eine Balken dieses Kreuzes verjüngt sich aber an zwei symmetrisch zur Mitte liegenden Stellen, und um diese Stellen herum gewahrt man bei guten Achsenbildern je einen farbigen Ring. Dies sind die Austrittspunkte der optischen Achsen. Sie liegen nur bei spitzem Achsenwinkel beide innerhalb des Gesichtsfeldes. Dreht man den Objekttisch um 45°, so öffnet sich das Kreuz zu zwei Hyperbelbogen. Die Achsenaustritte liegen jetzt an den Scheiteln dieser Bogen, die Richtung der stumpfen Bisektrix liegt in der Verbindungslinie der Scheitel, die Richtung der optischen Normalen bildet die Mittelsenkrechte zwischen den Hyperbelbogen (Fig. 2). Aus der Entfernung der Achsenpunkte voneinander kann man die Größe des Achsenwinkels abschätzen oder wenn die Brennweite des Kondensors bekannt ist, auch berechnen. Die Entstehung des Achsenbildes zweiachsiger Kristalle erklärt sich in gleicher Weise wie diejenige einachsiger Kristalle. Man muß dabei von der Tatsache ausgehen, daß die beiden Schwingungen, in die ein in beliebigem Punkte eintretender Strahl zerlegt wird, nach den Winkelhalbierenden seiner Verbindungslinien mit den beiden Achsenaustritten gerichtet sind.

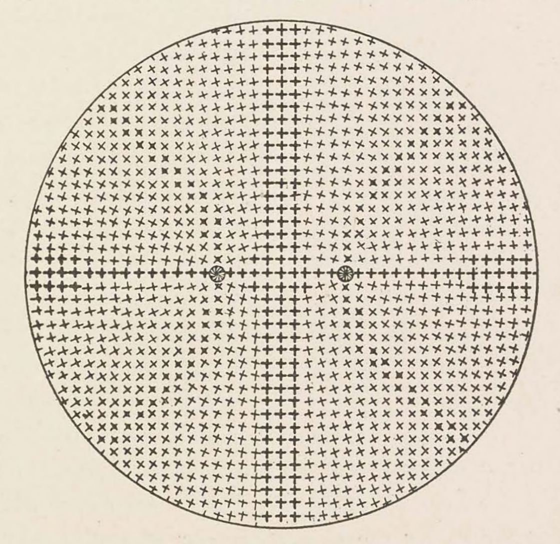


Fig. 2. Ableitung des Achsenkreuzes zweiachsiger Kristalle.
+ Auslöschung in senkrechter Stellung,
Kreuz mit Punkt: Auslöschung in diagonaler Stellung

Ist der Achsenwinkel zu groß um beide Austritte zu zeigen, oder ist die Doppelbrechung gering und somit das Achsenbild aus diesem Grunde weitläufig und verschwommen, oder liegen beide

Achsenaustritte außerhalb des Gesichtsfeldes (schiefer Achsenaustritt), so muß man sich mit kleinen Teilen des Achsenbildes begnügen. Bei schiefem Achsenaustritt huschen ähnlich wie in schiefen Schnitten einachsiger Kristalle bei einer vollen Umdrehung vier Kreuzarme über das Gesichtsfeld; diese verschieben sich aber nicht nur in paralleler, wagerechter oder senkrechter Richtung, sondern führen während ihrer Bewegung eine Schwenkung aus, woran man in den meisten Fällen auch bei schiefem Achsenaustritt noch zweiachsige Mineralkörner von einachsigen unterscheiden kann.

Auch die zweiachsigen Mineralien trennt man in optisch positive und optisch negative, und zwar handelt es sich hierbei nicht um die Elastizität der Längsachse des Kristalles, sondern um diejenige der spitzen Bisektrix. Kristalle, bei denen die spitze Bisektrix Achse kleinster Elastizität ist, nennt man positiv, solche, bei denen sie Achse größter Elastizität ist, negativ, weil bei dieser Bezeichnungsweise, wenn der Achsenwinkel gleich Null wird, positiv optisch-zweiachsige in positiv optisch-einachsige übergehen, und umgekehrt. Bei der Bestimmung des optischen Charakters zweiachsiger Kristalle muß man bedenken, daß ein Schnitt senkrecht zur spitzen Bisektrix (der im allgemeinen durch die Lage der Hyperbelscheitel die Lage der Achsenebene uns kund tut) in seiner Ebene die optische Normale, also die Achse mittlerer Elastizität und die stumpfe Bisektrix enthält. Erstere ist die Symmetrielinie zwischen den Hyperbeln, letztere die Verbindungslinie der Hyperbelscheitel. Ist nun der Kristall positiv, die spitze Bisektrix also Achse kleinster Elastizität, so ist die Elastizität der stumpfen Bisektrix größer als die der optischen Normalen. Demnach tritt zwischen den Hyperbeln nach Einschaltung des Gipsblattes Erniedrigung ein, wenn die Verbindungslinie der Hyperbelscheitel mit der Achse kleinster Elastizität des Gipses zusammenfällt (kleinste Elastizität im Gips parallel größter Elastizität im Mineralquerschnitt). Erhöhung tritt ein, wenn sie senkrecht dazu steht. Bei negativen Kristallen ist die spitze Bisektrix größte Elastizitätsachse, die stumpfe ist also kleiner als die optische Normale und die Verhältnisse kehren sich um.

Bei den rhombischen Mineralien fallen die drei Elastizitätsachsen mit den drei kristallographischen Hauptachsen zusammen. Alle Längs- und Querschnitte dieser Mineralien löschen daher parallel ihrer Längsrichtung, also gerade aus. Die Dispersion der optischen Achsen findet nur in der Weise statt, daß der Achsenwinkel sich bei zunehmender Wellenlänge vergrößert ($\varrho > v$) oder

verkleinert ($\varrho < v$). In letzterem Falle erscheinen im Achsenbild die Hyperbeln auf der Konkavseite rot, auf der Konvexseite violett gesäumt, in ersterem Falle ist dies umgekehrt. Man bezeichnet diese Anordnung als symmetrische Dispersion der optischen Achsen (Fig. 3).

Bei den monoklinen Mineralien fällt nur noch die Orthoachse mit einer der Elastizitätsachsen zusammen und zwar meist mit der optischen Normalen. Die Achsenebene ist also dann das Klinopinakoid. Die spitze Bisektrix ist gegen die Hauptachse in wechselndem, für jedes Mineral bezeichnendem Maße geneigt. Es besteht demnach eine bestimmte, für die Diagnose sehr wichtige Auslöschungsschiefe, da die Auslöschung natürlich stets dann erfolgt, wenn die Bisektrix einem der Fadenkreuzarme parallel steht. Man darf jedoch nicht vergessen, daß der volle Betrag der Auslöschungsschiefe nur in solchen Mineralkörnern zur Geltung kommt, die parallel dem Klinopinakoid geschnitten sind. In allen schrägen Schnitten wird er entsprechend geringer, und die Schnitte, welche parallel der Orthoachse verlaufen, also senkrecht auf der Achsenebene stehen, löschen sogar gerade aus. Bezeichnend für ein Mineral ist also nicht die in irgendeinem Querschnitt beobachtete zufällige Auslöschungsschiefe, sondern das aus einer Reihe von Beobachtungen sich ergebende Maximum.

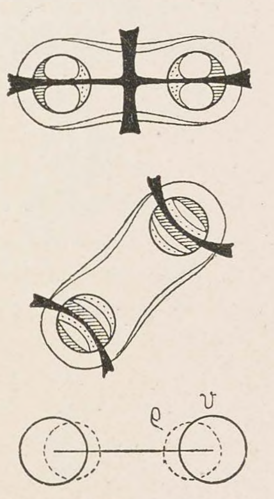


Fig. 3. Achsenbild eines optisch zweiachsigen Kristalls mit symmetrischer Dispersion $\varrho < v$ (nach Reinisch)

Es gibt einige monokline Mineralien, z. B. der Epidot gehört hierher, welche nach der Orthodiagonale gestreckt sind. Hier zeigen natürlich alle Längsschnitte gerade Auslöschung. Man beobachtet aber mit dem Gipsblättchen, und das ist bezeichnend für alle Mineralien, auch die rhombischen, die nach der Achse mittlerer Elastizität gestreckt sind, daß die Längsrichtung bald größere, bald kleinere Elastizität aufweist als die Querrichtung, je nachdem sich im Schnitt die mittlere mit der kleinsten oder mit der größten Elastizität einstellt.

Bei den triklinen Mineralien fällt keine der drei Elastizitätsachsen mehr mit einer der kristallographischen Achsen zusammen. Alle Schnitte zeigen also schiefe Auslöschung, die Lage

der Achsenebene steht in keinerlei Beziehung zu einer der kristallographischen Hauptflächen.

Im monoklinen und triklinen System tritt auch eine andere Art der Dispersion ein als im rhombischen. Beim Übergang von kleineren zu größeren Wellenlängen, von violettem zu rotem Licht, öffnet oder schließt sich nicht nur der Achsenwinkel, sondern es dreht sich dabei auch die Achsenebene. Die Drehung erfolgt entweder um die optische Normale, also wie eine Radfläche um ihre Achse. In diesem Falle spricht man von geneigter Dispersion. Es liegt dann der rote Saum beider Hyperbeln des Achsenbildes

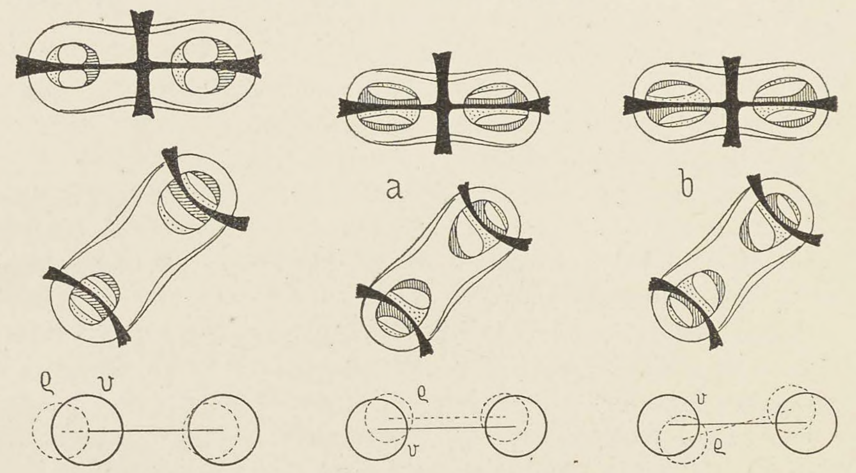


Fig. 4. Links geneigte, in der Mitte horizontale, rechts gekreuzte Dispersion (nach Reinisch).

auf der geichen, nicht auf der symmetrisch entsprechenden Seite, also bei der einen Hyperbel im konkaven, bei der anderen im konvexen Bogen. Im anderen Falle aber dreht sich die Achsenebene um eine der Bisektrizen, also wie ein Buchdeckel um den Buchrücken. Dann entsteht eine Dispersion, die man bald als horizontale (a), bald als gekreuzte (b) bezeichnet. Horizontal nennt man sie, wenn man das Achsenbild senkrecht zur Drehungsachse betrachtet bzw. wenn die stumpfe Bisektrix, in deren Richtung gesehen meist kein Achsenbild entsteht, die Drehungsachse ist. Gekreuzt nennt man die Dispersion, wenn die Drehung um die spitze Bisektrix, also im Achsenbild um den Mittelpunkt zwischen den Hyperbelscheiteln erfolgt (Fig. 4).

Die große Bedeutung der Achsenbilder für die Bestimmung der Mineralien hat zu verschiedenen Konstruktionen geführt, die bezwecken sollen, das Achsenbild auch eines sehr kleinen Mineral-

kornes, welches selbst bei starker Vergrößerung nicht das ganze Gesichtsfeld einnimmt, zu erzeugen.

Eine dieser Konstruktionen, die vielfach verwendet wird, das Czapskische Okular, erfüllt diesen Zweck nur in sehr unvollkommenem Maße. Dieses Okular hat in der Ebene des Fadenkreuzes eine Irisblende, durch deren Schließung man das Bild eines kleinen in der Mitte des Gesichtsfeldes liegenden Mineralkornes isolieren und allein sichtbar machen kann. Entfernt man aber jetzt, um das Achsenbild zu sehen, die Okularlinse, so wäre es ein Trugschluß, zu glauben, daß man nun auch das Achsenbild dieses Körnchens isoliert hätte. Da das Achsenbild, wie schon gesagt wurde, nahe der Innenseite des Objektivsystems liegt, so überblickt man durch die kleine Öffnung der Irisblende das ganze System kombinierter Achsenbilder aller im Gesichtsfeld liegenden Körnchen. Einen Wert hat das Czapski-Okular also nur dadurch, daß es dem Sehstrahl durch das enge Diaphragma eine genau axiale Richtung erteilt. Übrigens beteiligten sich an der Erzeugung des Achsenbildes, wenn man genau zentrisch in den Tubus blickt, nur die mittleren Teile des Gesichtsfeldes, etwa bis zur Hälfte des Radius, also nnr ein Viertel der Fläche. Wenn man starke Objektive verwendet und genau axial in den Tubus blickt, erhält man demnach auch von recht kleinen Körnchen noch gute Achsenbilder.

Ein anderes Verfahren besteht darin, über dem Deckglas ein sehr kleines Glaskügelchen (das kugelförmig zusammengeschmolzene Ende eines Glasfadens) anzubringen und bei schwacher Vergrößerung dieses Kügelchen mit Okular und oberem Nicol zu betrachten. Es erscheint dann in der Kugel das Achsenbild des darunterliegenden Mineralkornes. Eine wirklich genau kugelförmige und ganz klare Glasmasse zu erhalten, ist jedoch recht schwer.

Das beste Mittel ist eine besondere, dicht unter dem Kondensor liegende Irisblende, deren stark verkleinertes Bild der Kondensor gerade in der Schliffebene erzeugt, und welche wirklich alle um das Körnchen liegenden Bestandteile abblendet. Leider ist die Anbringung einer solchen Irisblende recht kostspielig.

UNTERSUCHUNG UNDURCHSICHTIGER MINERALIEN

Außerordentlich viel größere Schwierigkeiten als die Bestimmung der durchsichtigen Mineralien bietet u. d. M. die Bestimmung der undurchsichtigen. Fällt doch hier das weitaus wichtigste Hilfsmittel der Mineraldiagnose, die Untersuchung der Doppelbrechung, ihrer Intensität, ihres Charakters und ihrer kristallographischen Orientierung vollkommen weg. Die moderne Experimentalphysik kennt zwar Methoden, die Doppelbrechung eines metallischen Körpers auch durch Untersuchung des an seiner Oberfläche reflektierten Lichtes festzustellen, aber diese Methoden[1]) erfordern besondere Apparate und sind daher kaum geeignet, bei der Untersuchung eines Erzgemisches oder gar eines Gemisches von durchsichtigen und undurchsichtigen Mineralien im Dünnschliff Anwendung zu finden.

Wir können von den Eigenschaften eines metallisch reflektierten Mineralkornes nur seine Farbe bestimmen, seine Kohäsionsverhältnisse (Tenazität, Spaltbarkeit) aus den Formen der Schliffoberfläche bis zu gewissem Grade ableiten, und eine neben der metallischen Reflexion etwa noch vorhandene geringe Durchsichtigkeit, wie sie z. B. Rotgiltigerz, Rotkupfererz, Chromeisenerz u. a. zeigen, feststellen. Ferner dienen uns zur Bestimmung im Dünnschliff unter Umständen noch besondere für das Mineral oder für einen seiner chemischen Bestandteile bezeichnende Zersetzungserscheinungen, die wir unter günstigen Umständen im Schliff beobachten können.

Es ist von vornherein klar, daß bei einer so beschränkten Anzahl von Merkmalen die Bestimmung jeder einzelnen der vielen Erzarten durch bloße Betrachtung nicht möglich ist, und so müssen wir bei der Erzbestimmung in sehr vielen Fällen zu mikrochemischen Methoden unsere Zuflucht nehmen.

BEOBACHTUNG DER REFLEXION

Die erste Beobachtung, die wir an einem Erzkorn u. d. M. durchzuführen haben, ist die, ob das Licht, welches von dem Korn in unser Auge gelangt, überhaupt reflektiertes oder durchscheinendes Licht ist. Die Entscheidung ist sehr einfach. Reflektiert kann nur solches Licht werden, welches von oberhalb des Objekttisches auf

1) Koenigsberger, Centralbl. f. Min. usw. 1908, S. 565.

das Präparat fällt. Halten wir also die Hand schützend über Objekttisch und Objektiv, so muß jedes opake Mineral als völlig schwarzer Schattenriß im Schliff erscheinen. Erscheint ein Korn auch in diesem Falle noch etwas farbig, so ist dies ein Zeichen von einer geringen Durchsichtigkeit desselben. Diese Durchsichtigkeit ist bei einigen Erzen so gering, daß wir sie bei der Beleuchtung mit dem Hohlspiegel und der gewöhnlichen Beleuchtungslinse noch nicht feststellen können. Erst wenn wir das Korn in die Mitte des Gesichtsfeldes rücken und die Kondensorlinse einschalten, tritt eine geringe dunkelfarbige Durchsichtigkeit, z. B. bei dunklem Rotgiltigerz oder Chromeisenerz hervor.[1]) Auch sonst ist bei der Untersuchung schwer durchsichtiger Mineralgemenge, z. B. der Ziegelerze, eine intensive, kondensierte Unterbeleuchtung von hohem Wert.

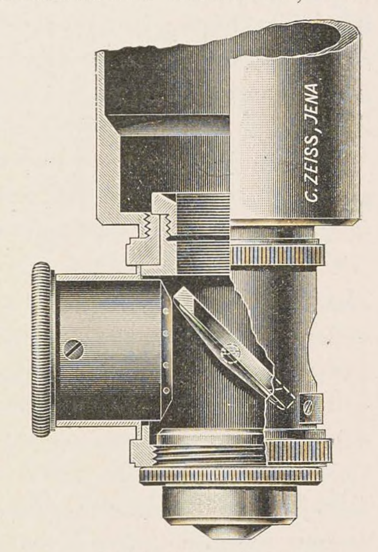


Fig. 5. Vertikalilluminator

Haben wir uns überzeugt, daß ein Erzkorn vollkommen undurchsichtig ist, so schreiten wir zur Beurteilung der Art und Intensität des reflektierten Lichtes. Diese hat stets unter vollkommener Abblendung des umgebenden durchfallenden Lichtes zu erfolgen, die wir dadurch erzielen, daß wir mit der Hand jetzt den Beleuchtungsspiegel unter dem Objekttisch zudecken. Nur wenige Mineralien (Uranpecherz feinstkörniger Magnetite) zeigen so gut wie gar keine Reflexion, erscheinen also auch in dieser Beleuchtung schwarz.

Die Beobachtung der Reflexion setzt voraus, daß genügend Licht von oben her, d. h. schräg am Ojektiv vorbei auf den Schliff fallen kann. Durch Vorsetzen einer größeren Linse an einem besonderen Stativ kann man einen solchen schräg einfallenden Lichtkegel auf das Objekt konzentrieren. Bei stärkeren Vergrößerungen, bei denen das Objektiv unmittelbar über dem Schliff steht, ist jedoch dieses seitliche Oberlicht ausgeschlossen. In solchen Fällen wendet man den Vertikalilluminator (Fig. 5) an, ein kleines Glasprisma oder eine Glasplatte, welche durch eine Öffnung im Tubus

1) Hierauf machte Herr Dr. E. Haarmann den Verf. zuerst aufmerksam.

beleuchtet wird, und das Licht durch Totalreflexion an ihrer Rückseite durch die Objektivöffnung auf das Präparat wirft. Dieser kleine praktische Apparat hat aber den Nachteil, daß das senkrecht einfallende Licht zum großen Teil am Deckglas und am Kanadabalsam sowie an den Unebenheiten der Schliffoberfläche reflektiert wird, und daß dieser Widerschein in unser Auge gelangt. Mit Deckglas und Balsam bedeckte Schliffe geben daher nur ein sehr verschwommenes Bild, klar wird nur das Bild eines unbedeckten, auf Hochglanz polierten Erzdurchschnittes, den man sich also in jedem Falle erst herstellen muß. Hierzu ist besonders geeignet der Abschnitt des Schleifsplitters, den ja die Firmen, welche auf Bestellung Dünnschliffe herstellen, stets mit zurückzusenden pflegen. Die Mühe, diesen Splitter zu polieren, ist meist nicht groß; man befestigt ihn mit Wachs so auf einem Objektträger, daß seine Schliffläche möglichst genau horizontal steht[1]) und kann ihn dann bequemer auf dem Objekttisch unter dem Vertikalilluminator verschieben und durchsuchen.

Für Beobachtungen metallischer Körper bei starker Vergrößerung, wie sie besonders für die Untersuchung von Legierungen von hohem Werte sind, hat man besondere Mikroskope, die sog. metallographischen Mikroskopapparate konstruiert. Auch sie enthalten als wesentlichsten Bestandteil einen Vertikalilluminator, und daher erfordern auch sie auf Hochglanz polierte Oberflächen des Objektes. Sonst unterscheiden sie sich von den petrographischen Mikroskopen nur durch die künstliche Beleuchtung des reflektierenden Prismas und durch den Bau des Objekttisches, der die Auflage auch großer Probestücke gestattet. Es ist zu diesem Zwecke das Objektiv bisweilen mit Hilfe einer spiegelnden Fläche senkrecht zum Tubus gestellt, der zu untersuchende Block wird über dem wagerecht gestellten Mikroskop befestigt, so daß die angeschliffene Fläche nach unten über eine Öffnung des Objekttisches zu liegen kommt. Zur Entscheidung wichtiger Spezialfragen (Mikrostruktur des ged. Platins, des nickelhaltigen Magnetkieses u. a. m.) sind derartige Apparate schon mehrfach mit gutem Erfolg angewandt worden.

Die Intensität der Farben und des Glanzes metallischer Körnchen wird durch die Untersuchung im seitlich auffallenden Licht sehr abgeschwächt. Die Farben erscheinen stets etwas ins Graue gezogen. Sehr blaßfarbige Mineralien sind daher oft nicht leicht wiederzuerkennen. Magnetkies erscheint z. B. fast ganz grau, nur

---

1) Nötigenfalls durch Aufsetzen einer kleinen Dosenlibelle.

mit einem Stich ins Gelbliche, Buntkupferkies, wenn er nicht stahlblau angelaufen ist, fast braun. Auch Pyrit ist viel graugelber als man dies erwarten sollte. Nur die gediegenen Metalle Platin, Gold, Silber, Kupfer erstrahlen in lebhaften Farben. Sehr lebhaft, z. T. noch lebhafter wie mit unbewaffnetem Auge erscheinen die metallischen Farben, dagegen im metallographischen Mikroskop in hochpolierten Schliffen.

Die verschiedenen Farbtöne des Grau, Bleigrau, Stahlgrau, Eisengrau kann man fast nie unterscheiden, auch feinere Unterschiede im Gelb sind schwer festzustellen, doch gelingt es bei einiger Übung, und besonders wenn man Vergleichsmaterial hat, wohl stets Pyrit und Kupferkies, auch wenn sie nicht unmittelbar nebeneinander liegen, zu trennen.

BEOBACHTUNG DES RELIEFS

Ein sehr wichtiges und brauchbares Kennzeichen zur Bestimmung undurchsichtiger Mineralien in auffallendem Licht ist das Relief, dessen Formen man bei 70- bis 100facher Vergrößerung mit seitlich einfallendem, möglichst konzentriertem (nicht diffusem) Licht beobachtet. Direkter Sonnenschein ist zu vermeiden. Das Vorstellen einer Sammellinse vor den Objekttisch ist angebracht.

Die verschiedenen Mineralien reagieren je nach ihren Kohäsionsverhältnissen sehr verschieden auf das gleiche Schleifmaterial. (Beim Vergleich von Schliffen verschiedener Firmen, die vielleicht ganz verschieden behandelt sind, ist einige Vorsicht am Platze.) Harte Mineralien werden sehr glatt, fast poliert, weiche rauh und matt. Auf der Oberfläche geschmeidiger oder milder Mineralien findet man von den größeren Körnern des Schleifmaterials eingeritzte Rillen und Kratzer, die meist kreuz und quer, oft aber auch, wenn mehr hin und her als im Kreise geschliffen wurde, ziemlich parallel verlaufen. Von der Oberfläche spröder Mineralien springen beim Schleifen kleine Splitter los und erzeugen Narben und Gruben, zwischen denen kleine Grate stehen bleiben. Je zäher das Mineral ist, um so kleiner werden diese Grübchen, und bei vielen Mineralien sind sie im einzelnen nicht zu erkennen. Die Oberfläche erscheint glatt. Die Spaltbarkeit tritt besonders bei spröden Mineralien oft prachtvoll im Relief hervor. Die kleinen Narben und Gruben sind dann nicht regellos geformt, sondern auf einer Seite von Spaltflächen begrenzt, besonders von solchen, die von der Oberfläche des Minerals aus ziemlich flach in die Tiefe gehen. Beim

Drehen des Objekttisches werden diese Flächen in einer bestimmten Lage, wenn sie der Lichtquelle zugekehrt sind (man bedenke hierbei die Umkehrung des Bildes), stark reflektieren, spiegeln; das ganze Mineralkorn wird daher in dieser Stellung, auch wenn man die einzelnen Spaltflächen nicht erkennen kann, aufleuchten. Da die Spaltflächen in benachbarten Individuen im allgemeinen nicht in gleicher Richtung liegen, so leuchten die verschiedenen Körner während der Umdrehung zu verschiedenen Zeiten auf, und man kann so die Form und Umgrenzung der einzelnen Körner, z. B. eines Bleiglanzaggregates, oft mit Leichtigkeit feststellen.

Sind die Schleifrillen und Kratzer auf einem Mineralkorn scharf und hochgradig parallel, so leuchtet übrigens auch ein nicht spaltbares Mineral auf, wenn diese Schleifrillen senkrecht zum einfallenden Lichtstrahl stehen, weil dann das eine Gehänge des kleinen Tälchens, welches eine solche Schleifrille sozusagen bildet, einspiegelt. Dreht man aber um 180°, so leuchtet das Korn wieder auf, weil jetzt das andere Gehänge stark beleuchtet ist. Spaltrisse hingegen werden nur einmal während einer Umdrehung hell.

Das bezeichnende Einspiegeln glatter Flächen findet sich auch dort, wo freie Kristallflächen, d. h. solche, die gegen einen Hohlraum oder gegen ein durchsichtiges Mineral grenzen, den Schliff in schräger Richtung durchlaufen. An solchen Stellen zeigen auch Mineralien, die sonst nur matt erscheinen, hellen Glanz und helle Farbe. Selbst eisenschwarze Mineralien spiegeln vom hellen Himmel her zinnweißes oder doch hellgraues Licht.

Oft kann man auch beginnende Zersetzungsvorgänge an der Oberfläche oder in Spältchen der Mineralien zur Diagnose benutzen. Das Grün feiner Malachithäutchen oder zarter Beläge von Nickelblüte, das Rosenrot der Kobaltblüte, das Rostbraun der Limonitkrusten leitet uns oft auf den rechten Weg zur Bestimmung von Erzkörnern.

MIKROCHEMISCHE METHODEN

Die wenigen Merkmale, die uns bei rein optischer Untersuchung zur Verfügung stehen, reichen meist zur Bestimmung der Mineralkörner nicht aus. So sind wir genötigt, zu den chemischen Eigenschaften unsere Zuflucht zu nehmen. Ist das fragliche Mineral im Handstück makroskopisch wieder zu erkennen und in einiger Menge vorhanden, so ist dies natürlich sehr leicht. Schwieriger ist es, wenn wir ein Mineral nur im Dünnschliff als

solches erkennen können und genötigt sind, an diesem die Bestimmung vorzunehmen. Ist die Umgebung chemisch sehr inaktiv, besteht sie z. B. nur aus Quarz, so können wir das Deckglas entfernen, die obere Balsamschicht mit Chloroform oder absolutem Alkohol vorsichtig abwaschen und die Reagenzien direkt auf den Schliff bringen. Man hüte sich, beim Abwaschen des Schliffes auch die untere Balsamschicht in Lösung zu bringen, arbeite schnell mit einem nicht allzu stark getränkten Wattebäuschchen und wiederhole dieses Abwaschen lieber mehrmals, anstatt lange und mit großen Mengen Alkohol zu waschen. Liegt das Mineral im Kalkspat, so kann man vielleicht diesen vorher mit verdünnter Salzsäure weg ätzen. Freilich zerstört man dadurch völlig den Schliff.

Sind alle im Schliffe sonst vorhandenen Mineralien bis auf das eine bekannt, so kann man in vielen Fällen die chemischen Agentien auf den ganzen Schliff wirken lassen und den Einfluß der anderen Mineralien auf die Lösung entsprechend berücksichtigen. Kupfermineralien, die mit Kalkspat oder Braunspat verwachsen sind, ergeben z. B. die für Kupfer bezeichnenden blaugrünen Lösungen, die bei geringem Eisengehalte des Karbonates nur etwas mißfarbig werden u. s. f. In vielen Fällen wird man aber dazu schreiten müssen, das fragliche Mineralkörnchen vom Schliff zu trennen und dann allein zu behandeln, zumal durch jedes andere Verfahren der ganze Dünnschliff zerstört wird.

Es hat sich bewährt, in solchen Fällen folgendermaßen vorzugehen: Mit dem Diamantgriffel schneidet man in das Deckglas über dem Mineral ein rundes oder, was leichter ausführbar ist, ein quadratisches Loch. Mit einer Nähnadel feinster Sorte, die man an einem Holzgriff befestigt hat, stößt man vorsichtig die bedeckende Balsamschicht ab (wenn der Schliff nicht allzu spröde ist) und wäscht den Rest des Balsams mit einem feinen, in Alkohol getauchten Pinsel ab. Jetzt bohrt man mit der Nadelspitze, nicht zu nahe an dem Mineral, ein Loch in den Schliff, setzt die Nadel schräg in dieses kleine Loch hinein und erweitert es durch Vorwärtsstoßen der Nadel zu einem Kanal. Diese Arbeit, die einige Übung erfordert, kann man unter dem Mikroskop vornehmen. Sie gelingt noch bei 80- bis 100facher Vergrößerung. In günstigen Fällen und bei ruhiger, geübter Hand kann man den Kanal rings um das zu isolierende Korn herumführen und mit der Nadelspitze alle noch anhaftenden fremden Mineralteilchen lossprengen. Nachdem man den Staub vom Schliff abgeblasen hat, trennt man dann das isolierte

Körnchen von seiner Unterlage los und bringt es vorsichtig auf einen reinen Objektträger. Häufig löst sich das Mineralpartikelchen schon vorher mit seiner ganzen Umgebung als großer Splitter los. Die Fremdkörper muß man dann von diesem Splitter nach dem Übertragen auf das neue Objektglas noch wegdrücken.

Die Mineralien sind bisweilen zu spröde und springen bei dem Versuche, sie loszutrennen, vom Objekttisch weg. Um dies zu vermeiden, spießt man die Nadel durch ein dünnes, kleines Glimmerblättchen, welches man einige Millimeter oberhalb der Spitze mit Klebstoff (Balsam, Syndetikon) so befestigt, daß die Nadel unter 45° zur Ebene des Blättchens steht, das Blättchen also, wenn man die Nadel schräg auf den Schliff aufsetzt, sich horizontal über dem Schliff ausbreitet. Man kann dann die Nadelspitze u. d. M. genau beobachten, die abspringenden Partikelchen werden aber durch das Glimmerblatt zurückgehalten. Durch dieses Verfahren gelingt es, Mineralteilchen bis herab zu 0,2 mm Durchmesser aus dem Schliff zu isolieren. Man bringt diese dann auf einige Sekunden in ein Tröpfchen Alkohol, um die Balsamreste zu lösen, und kann darauf die verschiedensten mikrochemischen Reaktionen an ihnen ausführen.

So fein freilich die mikrochemischen Verfahren von Behrens, Boricky, Streng u. a. ausgearbeitet sind, so genügen sie doch oft nicht für derartig geringe Mengen, und nur ein Teil derselben ist für die Untersuchung kleinster Splitterchen geeignet. Hingegen gibt es eine ganze Anzahl Reaktionen der gewöhnlichen analytischen Chemie, die genügend augenfällig sind, um sie auch an winzigen Mineralpartikelchen zu beobachten. Nicht durchführbar sind z. B. alle diejenigen mikrochemischen Verfahren, die ein Filtrieren der Lösung nötig machen. Man hat ja von der Lösung stets nur einen kleinen Tropfen, den man dadurch erhält, daß man das Splitterchen in einen auf dem Objektträger befindlichen Tropfen Säure mit spitzem Glasstab hineinschiebt und das Ganze über der Lichtflamme vorsichtig erwärmt. Diesen Lösungstropfen vereinigt man dann mit einem daneben gesetzten Tropfen des Fällungsmittels und beobachtet entweder intensiv gefärbte Niederschläge oder die nach Eintrocknung entstehenden Kristallneubildungen.

Auch für die Erzeugung der besonders intensiv gefärbten Borax- und Phosphorsalzperlen genügt eine sehr geringe Mineralmenge. Man muß nur mit dünnem Platindraht und einer Drahtschlinge von nicht mehr als 1 mm Durchmesser arbeiten. Kupfer, Kobalt, Chrom und Mangan kann man dann leicht nachweisen. Auch

das Schmelzen eines Mineralkörnchens mit einem 10—20mal so großen Körnchen Ätzkali, auf dem Objektträger hat sich als vielfach brauchbare Reaktion ergeben. Man erhitzt bis das Aufkochen (Ausstoßen des hygroskopischen Wassers) vorüber ist, läßt aber dann nach einigen Sekunden erkalten, ehe die ruhige, klare Schmelze sich durch Kristallschüppchen (Anhydritbildung) trübt.

Leichte Schmelzbarkeit z. B. beim Antimonit stellt man dadurch fest, daß man das Mineralstäubchen auf ein sehr dünnes Glimmerblatt bringt und dicht über die Spitze der Lichtflamme hält. Mit Mikroskop oder Lupe ist es leicht zu sehen, ob das Stäubchen zu einer Halbkugel geschmolzen ist oder nicht.

Im folgenden seien die wichtigsten Reaktionen, die sich für die Untersuchung winziger Mineralpartikelchen eignen, nach Elementen zusammengestellt. Im einzelnen muß auf die Lehrbücher der Mikrochemie (z. B. Behrens, Anleitung zur mikrochemischen Analyse) und der Lötrohrprobierkunst (z. B. Plattner-Richter, Die Probierkunst mit dem Lötrohr) verwiesen werden. Die wichtigsten im folgenden erwähnten Reagenzien sind Borax, Phosphorsalz, Ätzkali, Soda, Salpeter, Stanniol, Caesiumchlorid, Caesiumsulfat, Chlorkalzium, salpetersaures Silber, molybdänsaures Ammon, Platinchlorid, Strontiumnitrat, Kalibrechweinstein, phosphorsaures Natron, Ferrocyankalium, Jodkalium, Bleiacetat, salpetersaures Kali, Essigsäure, Oxalsäure, Salzsäure, Salpetersäure, Schwefelsäure, Bromwasser und Natronlauge. Es empfiehlt sich, die Reagenzien in kleinen Glasflaschen mit eingeschliffenem Stöpsel und übergreifender Glaskappe aufzubewahren. Der Glasstöpsel setzt sich nach unten in einen zugespitzten Glasstab fort, mit dem man die Tropfen entnimmt. An Geräten brauchen wir nur reine Objektträger, einen spitzen Glasstab, kleine Schlingen von dünnem Platindraht und Lötrohr nebst zugehöriger Lampe.

MIKROCHEMISCHE REAKTIONEN

Aluminium in schwach saurer Lösung bildet mit Caesiumsulfat kleine scharfe Oktaederchen von Caesiumalaun (Fig. 6). Es empfiehlt sich bei Gegenwart von Ca, Ba oder Sr zuvor Schwefelsäure im Überschuß zuzusetzen. Während des Eintrocknens ist die Lösung einige Male mit einem Platindraht umzurühren.

Die bekannte Tonerdereaktion mit Kobaltlösung führt man an kleinen Splittern am besten in der Art aus, daß man das Mineral zwischen zwei Objektträgern zu feinstem Pulver zerdrückt, das

Pulver mit etwas Wasser zu einem Klümpchen vereinigt, auf dem Platinblech ausglüht und nach der Befeuchtung mit salpetersaurem Kobaltoxydul abermals zur Rotglut erhitzt.

Antimon in salzsaurer Lösung gibt mit Caesiumchlorid und einem winzigen Körnchen Jodkalium versetzt lebhaft orangefarbene Kristallblättchen (wesentlich heller als die der analogen Wismutverbindung). Sulfantimoniate geben mit Ätzkali geschmolzen und mit verdünnter Salzsäure befeuchtet einen mehr oder weniger deutlich gelben oder roten Niederschlag.

Arsen scheidet sich aus der salpetersauren Lösung von Arsenerzen unmittelbar beim Erkalten in farblosen, diamantartigen, oktaederischen Kriställchen aus. Dieselben Kriställchen bilden sich auch durch Sublimation, wenn man die salpetersaure Lösung zur Trockne

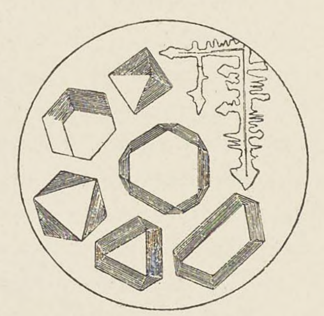


Fig. 6. Caesiumalaun

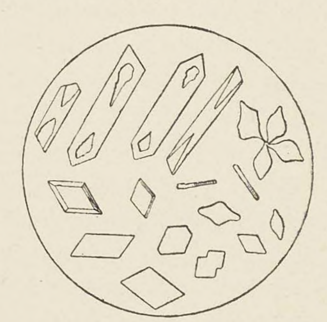


Fig. 7. Chlorblei

dampft, den Rückstand mit einem Deckgläschen bedeckt und das Ganze über der Kerzenflamme erhitzt. Bringt man ein winziges, an einem Platindraht anhaftendes Körnchen eines Arsenerzes in den Saum der Lichtflamme, so erkennt man das durch Verbrennung entstehende weiße Wölkchen von arseniger Säure.

Baryumlösungen geben mit Schwefelsäure bekanntlich einen weißen Niederschlag, der allerdings amorph ist, den man aber durch Erhitzen mit konzentrierter Schwefelsäure in Kristalle, rechtwinklige, parallel den Kanten auslöschende Tafeln, überführen kann, allerdings sind diese Täfelchen überaus klein.

Blei wird aus seinen Lösungen als Chlorblei in sehr charakteristischen Formen (länglich sechsseitigen Tafeln mit gerader Auslöschung oder rhombischen Tafeln mit diagonaler Auslöschung) ausgefällt (Fig. 7). In heißem Wasser lösen sich diese Kristalle und scheiden sich dann meist in gabeligen oder blattförmigen Wachstumsformen wieder aus. Häufig sind längliche sechseckige

Tafeln, die an jedem Ende ein Loch zeigen. Jodkalium gibt mit verdünnten Bleilösungen in der Hitze gelbe hexagonale Tafeln von Jodblei, die alsbald zu Aggregaten feiner Nädelchen zerfallen. Mit Salpetersäure bildet Blei scharfe farblose Oktaederchen. In Ätzkali geschmolzen überziehen sich die Bleisalze mit einer gelben bis mennigeroten Kruste von Bleioxyd, die Bleisulfide zeigen diese Reaktion wegen der gleichzeitig entstehenden braunroten Hepar nur undeutlich.

Eisen weist man am sichersten mit Ferrozyankalium als „Berliner Blau“ nach. Durch Eintrocknen des Lösungstropfens in der Hitze und Wiederaufnahme des Rückstandes mit frischer Säure sorgt man für vollkommene Überführung etwaiger Eisenoxydulsalze in Eisenoxydsalze. Meist verrät sich die Gegenwart von Eisen schon durch den rostgelben Rückstand, den der Lösungstropfen beim Verdampfen zurückläßt. Deckt man einen Objektträger mit einem Tropfen Eisenoxydulsalzlösung, den Tropfen nach unten über die Ammoniakflasche, so entsteht ein dunkelgrüner Eisenoxydulniederschlag, der sich an der Luft braun färbt.

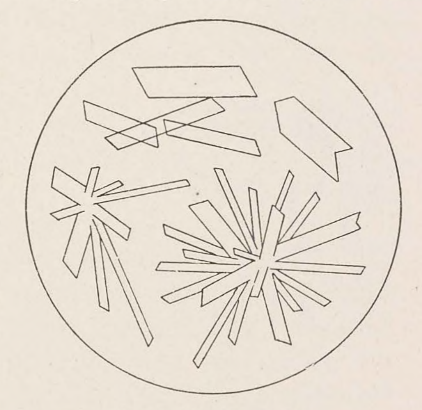


Fig. 8. Gipskriställchen

Gold mit Salpetersalzsäure in Lösung gebracht, gibt mit einem winzigen Stückchen Stanniol und etwas Salzsäure eine intensive Purpurfärbung.

Jod weist man am leichtesten dadurch nach, daß man zu der jodhaltigen Lösung etwas Stärkekleister hinzufügt. Setzt man daneben einen Tropfen rauchende Salpetersäure und bedeckt beide durch ein Uhrgläschen, so färbt sich nach einiger Zeit der Kleister blau. In Jodidlösungen kann man durch Zusatz einer Bleisalzlösung die beim Nachweis des Bleies erwähnten gelben Jodbleitäfelchen erzeugen.

Kadmium (siehe bei Zink).

Kalzium fällt aus seinen Lösungen mit Schwefelsäure als Gips aus; dieser bildet die bekannten tafligen Kristalle, oft auch Schwalbenschwanzzwillinge, und in verdünnten Lösungen auch Knäuel kleiner Nädelchen. Die tafligen Kristalle zeigen schiefe Auslöschung (Fig. 8).

Kobalt. Der sicherste Nachweis des Kobalts ist die tief smalteblaue Färbung der Boraxperle. Setzt man zu einer Kobaltlösung eine 10prozentige Lösung von Phosphorsalz, sowie etwas Salmiak (NH_4Cl) und Ammoniak, so scheiden sich beim Eintrocknen hemimorphe sargartige Kristalle von phosphorsaurem Ammoniakkobalt aus, die sich beim Erwärmen mit Glyzerin blau färben. Sehr scharf ist folgende Reaktion: Man setzt zur Lösung einen Tropfen salpetrigsaures Kalium und fügt unter Erwärmen verdünnte Essigsäure zu. Es bilden sich dann fast kreisrunde, reguläre gelbe Körnchen, die man besonders im reflektierten Licht auch bei geringster Anwesenheit von Kobalt leicht erkennt.

Kupfer macht sich meist schon durch die blaugrüne Färbung seiner Lösungen kenntlich, die durch Zusatz von Ammoniak tief ultramarinblau wird. Setzt man solcher Lösung etwas Ferrozyankalium zu, so bilden sich bei der Verdunstung sehr bezeichnende kleine Kriställchen von Ferrozyankupferammon. Sie sind anfänglich hellgelb, werden aber bald bräunlich und ziegelrot. Ist die Kupferlösung konzentriert, so entsteht ein hellgelber, amorpher Niederschlag, der dieselben Farbenwandlungen zeigt. Mit Borax geben Kupfererze eine blaugrüne Perle, mit Ätzkali erhält man eine blaue Schmelze oder blaugerandete Hepar. Mit Säuren befeuchtet geben die meisten Kupfererze auf blankem Stahl einen Kupferfleck.



Fig. 9. Phosphorsaure Ammoniak-Magnesia

Lithion braucht man in der Lagerstättenforschung meist nur im Lithionglimmer bzw. lithionhaltigen Kaliglimmer nachzuweisen. Hierzu genügt die Erhitzung eines Splitterchens im Saume der Bunsenflamme, welcher lebhaft rot gefärbt wird. In Lösungen kann man das Element als Lithiumphosphat nachweisen, dessen kleine, an den Enden abgerundete oder gegabelte Prismen (geradauslöschend) und garbenförmige Aggregate entstehen, wenn man die Lösung mit phosphorsaurem Natron erwärmt.

Magnesium weist man durch die Bildung von phosphorsaurer Ammoniak-Magnesia in bezeichnenden sargähnlichen hemimorphen Kristallen nach (Fig. 9). Einem Tropfen verdünnter Lösung setzt man einen Tropfen Salmiak zu. Daneben bringt man einen Tropfen von phosphorsaurem Natron und reichlich Ammoniak. Man

erwärmt gelinde (auf dem Wasserbad) und vereinigt die Tropfen unter Umrühren.

Mangan gibt auf dem Platinblech mit Soda und Salpeter oder auf dem Objektglas mit Ätzkali eine blaugrüne Schmelze. Diese Reaktion ist so scharf, daß sie auch bei allen nur schwach manganhaltigen Eisenerzen eintritt. Leicht erkennbar ist auch die amethystfarbene Perle mit Phosphorsalz.

Molybdänhaltende Mineralien werden am besten in der Platinschlinge mit viel Soda und Salpeter geschmolzen. Die Perle löst man in Wasser mit etwas Salpetersäure und fügt eine Spur von Natriumphosphat unter Erwärmen zu. Es bilden sich dann gelbe reguläre Körnchen von Phosphormolybdat, die sich in Ammoniak rasch lösen. Molybdänglanz löst sich in Ätzkali nach etwas längerem Schmelzen ganz plötzlich und gibt eine blaßgelbe, nach dem Erkalten lebhaft flammrote Schmelze.

Nickel. Salzsaure, konzentrierte Lösungen geben mit konzentriertem Anilin Kristalle und strahlige Aggregate von so starker Dispersion, daß sie zwischen gekreuzten Nicols nicht auslöschen, sondern in allen Stellungen bunte Farben zeigen.

Phosphor ist in der Natur meist als phosphorsaures Salz vorhanden. Man bringt den Körper, wenn möglich, in salpetersaure Lösung und verdampft bis zur Trockne. Daneben setzt man dann einen Tropfen molybdänsaures Ammon, den man kurz vorher mit Salpetersäure stark angesäuert hat, und läßt ihn in erwärmtem Zustande langsam über die eingedampfte Masse fließen. Es bilden sich dann schwefelgelbe Oktaeder und Rhombendodekaeder von phosphor-molybdänsaurem Ammon, die sich leicht in Ammoniak lösen.

Platin erkennt man an der tiefbraunen Färbung, die seine Lösung annimmt, wenn man sie mit einem Tropfen Salzsäure vereinigt, den man zuvor mit Stanniol erwärmt hat.

Quecksilber gibt in seinen Oxydsalzen mit wenig Jodkaliumlösung rote Kriställchen, die u. d. M. gelb durchsichtig, rot reflektierend erscheinen. Da sich diese im Jodkaliumüberschuß lösen, so darf man die beiden Tropfen nur nebeneinandersetzen und an einer Stelle verbinden. Man erwärmt mehrfach und überläßt der Diffusion die langsame Mischung der Lösungen.

Quecksilbererze geben mit Salzsäure befeuchtet auf ein Kupferblech gelegt einen silberweißen Amalgamfleck.

Schwefel weist man am sichersten als schwefelsauren Kalk nach, indem man der salpetersauren Lösung eines Sulfides ein

wenig verdünnte Chlorkalziumlösung hinzufügt. Nach dem Eintrocknen entstehen die schon bei Kalzium beschriebenen Gipskriställchen. Man kann auch die pulverisierte Probe sofort mit Chlorkalziumlösung versetzen und dann als hängenden Tropfen über gesättigtes Bromwasser legen. Es entstehen dann nach einiger Zeit gute Gipskristalle (Emichs Probe).

Die meisten Schwefelmetalle geben, mit Salzsäure befeuchtet, auf blankem Silber einen schwarzen Fleck von Schwefelsilber.

Selen und **Tellur** scheidet man aus ihren Verbindungen dadurch ab, daß man sie in einen Tropfen konzentrierter Schwefelsäure bringt, der in einer Platinschlinge hängt. Man erhitzt den Draht oberhalb der Schlinge längere Zeit zum Glühen und bringt die lauchgrüne Lösung auf einen Objektträger. Hier scheiden sich beim Erkalten am Rande des Tropfens ziegelrote Körnchen aus. Bestehen sie aus Tellur, so werden sie bei anhaltendem Kochen mit Schwefelsäure mit weißer Farbe oxydiert. Bestehen sie aus Selen, so bleiben sie unverändert.

Silber gibt in seinen Lösungen mit Salzsäure einen weißen, flockigen Niederschlag, der sich sowohl im Säureüberschuß als auch in Ammoniak löst. Beim Verdunsten des letzteren scheidet sich das Chlorsilber in sehr kleinen oktaederischen Kristallen aus (Fig. 10). Setzt man zu salpetersauren Silbersalzen weinsaures Antimonoxydstrontium (Mischung von Kalibrechweinsteinlösung mit Strontiumnitrat in der Wärme), so entsteht ein weißer Niederschlag, der sich in der Wärme wieder auflöst und beim Erkalten in rhombischen, diagonal auslöschenden Tafeln kristallisiert. Diese Kristalle und ihre Wachstumsformen sind ein sehr scharfes, namentlich für Erzuntersuchung brauchbares Silberanzeichen.

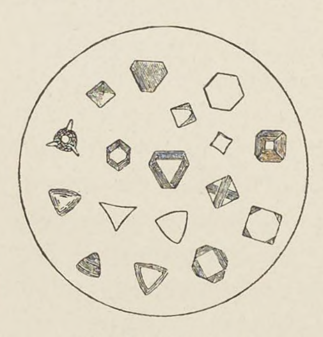


Fig. 10. Chlorsilber

Strontium kommt in Erzlagerstätten meist in der Form des Strontianites vor, den man leicht an der purpurroten Flammenfärbung erkennt, die besonders dann eintritt, wenn man das Mineralsplitterchen vorher mit Salzsäure befeuchtet hat. Fällt man Strontiumlösungen mit Oxalsäure, so entstehen in der Wärme tafelförmige sechsseitige Kristalle mit schiefer Auslöschung, in der Kälte oktaederähnliche Pyramidenformen.

Uran in salpetersaurer Lösung zur Trockne gedampft, dann mit Wasser und Natriumkarbonat wieder aufgenommen gibt mit Essigsäure angesäuert beim Verdunsten hellgelbliche Tetraeder von essigsaurem Uranylnatrium.

Wismut. Setzt man einer salzsauren Wismutlösung etwas Caesiumchlorid sowie ein wenig Jodkalium zu, so bilden sich beim Eintrocknen mennigerote bis blutrote Leisten und langsechseckige Tafeln, die sich von der entsprechenden Antimonverbindung durch ihre viel tiefere Färbung unterscheiden.

Zink gibt mit Natriumkarbonat einen flockigen Niederschlag, der sich im Überschuß des Karbonats löst und sich dann beim Verdunsten als scharfe, farblose Tetraederchen wieder ausscheidet. Kadmium, welches oft zugegen ist, fällt im Anfang der Reaktion in Form winziger, stark lichtbrechender Kügelchen.

Zinn. Zinnchlorürlösung gibt mit einem winzigen Körnchen Chlorcaesium scharfe, taflige, von Domen begrenzte, also gipsähnliche Kristalle. Zinnchloridlösung gibt in diesem Falle scharfe Oktaederchen. Flitterchen von metallischem Zinn, wie man sie bei der Reduktion des Zinnsteins auf Kohle erhält, geben, mit Salzsäure befeuchtet, in einem Tröpfchen Platinchlorid eine intensiv rotbraune Trübung.

FÄRBEMETHODEN

Die Färbemethoden dienen weniger zur eigentlichen Diagnose als zur Sichtbarmachung von Mineralien, die sich in geringen Mengen zwischen gleich aussehenden anderen Mineralien verstecken. Bekannt und in jedem Lehrbuch der Petrographie beschrieben ist die Anfärbung des Nephelins. Das Verfahren beruht auf der starken Adsorptionskraft, welche kolloidale Körper auf Farbstoffe ausüben; insbesondere auf säurehaltige Farbstoffe, welche das Gel zugleich färben und ausflocken. Ätzt man einen nephelinhaltigen Gesteinsschliff mit verdünnter Salzsäure, so bedecken sich alle Nephelinpartikel mit einer Haut von Kieselsäuregallerte. Trägt man nun auf den Schliff eine Schicht einer Lösung von Säureviolett auf, und läßt ihn mit der Farblösung bedeckt ein bis zwei Stunden stehen, so färbt sich zwar zunächst der ganze Schliff, von den unzersetzten Silikaten kann man aber den Farbstoff durch kurzes Wässern entfernen, auf dem Nephelin hingegen bleibt die Farbe oder richtiger gesagt die gefärbte Kieselsäuregallerte haften. Es erscheint dann

im Schliff bei durchfallendem Licht aller Nephelin violett gefärbt, die übrigen Silikate bleiben unverändert.

Ähnlich wie man hier auf dem Nephelin oder irgendeinem anderen mit Säure gelatinierenden Mineral eine Haut von gefärbter Kieselgallerte erzeugt, kann man in anderen Fällen bestimmte Mineralien mit einer Haut von gelatinösem Tonerdeniederschlag bedecken, den man ebenfalls durch Färbung sichtbar macht. Um z. B. in einem Gemenge von Kalkspat- und Dolomitkörnern die ersteren kenntlich zu machen, bereitet man sich eine Lösung von 4 Teilen Chloraluminium in 60 Teilen Wasser und fügt unter Kochen 6 Teile Blauholz zu, den abgedeckten und mit Chloroform oder Alkohol gewaschenen Schliff überdeckt man mit dieser Lösung. Nach 5 bis 10 Minuten schlägt sich auf dem Kalkspat eine violette Schicht von gelatinöser Tonerde nieder, während der Dolomit in dieser Zeit noch ganz ungefärbt bleibt.

Einige Mineralien nehmen auch in rohem Zustande eine Anilinfärbung an und lassen sich so erkennen. Mit basischen Farbstoffen, z. B. Methylenblau oder Fuchsin, färben sich alle Mineralien, die eine saure OH-Gruppe enthalten (Muskovit, Serizit, Serpentin). Kaolinmassen hingegen färben sich auch mit Säureviolett sehr stark und andauernd, während man aus den anderen Mineralaggregaten diesen Farbstoff leicht wieder auswaschen kann.

Ähnliche Methoden wandte Lemberg[1]) zur Erkennung von Schwermetallsalzen an, indem er sie mit Silbernitrat, Kaliumchromat oder Schwefelnatrium befeuchtet und die auf den Körnern entstehenden Niederschläge noch weiter behandelt. So bedeckt sich z. B. Zinkspat in Schwefelnatriumlösung mit farblosem Zinksulfid, das sich bei Zusatz von Silbernitrat schwarz färbt. Manganspat bedeckt sich mit einem Sulfid, welches bei Anwendung oxydierender Mittel sofort in tief kastanienbraunes Superoxyd übergeht.

Von verschiedenen Forschern (Lemberg, Meunier, Inostranzeff u. a.) ist vorgeschlagen und versucht worden, mittels gewisser Chemikalien bunte Anlauffarben auf den Erzen zu erzeugen, und durch die Verschiedenheit dieser Farben äußerlich gleich erscheinende Erze voneinander zu unterscheiden. Dieses Verfahren ist von Leo[2]) weiter ausgebaut und auf die Untersuchung des Pentlandites mit Erfolg angewandt worden. Im allgemeinen sind aber

1) Lemberg, Zur mikrochemischen Untersuchung einiger Mineralien. Zeitschr. D. Geol. Ges. 1890, S. 937.

2) Leo, M., Die Anlauffarben. Dresden (Steinkopf) 1911.

die von letzterem angegebenen Methoden schon etwas zu kompliziert, um sich an den gewöhnlichen Dünnschliffen anwenden zu lassen. Meist muß man das Erz in kochender Lösung behandeln, und deshalb besondere kleine Erzplatten herstellen. Man wird vielfach hierzu die kleinen Anschnitte verwenden können, die die Werkstätten, in denen die Schliffe hergestellt wurden, zurücksenden, und die man nur etwas nachzuschleifen braucht, zumal eine übermäßig glatte Politurfläche für die Anfärbeversuche gar nicht erwünscht ist. Die einfachste und daher für die Praxis zunächst in Frage kommende Methode ist die Anfärbung mit kalter, frisch bereiteter Kaliumbromatlösung (Lembergs „Bromlauge"), deren Einwirkung auf die metallisch gelben Erze Leo genau untersucht hat. Es wird z. B: Pyrit und Markasit sehr langsam kupferrot, Magnetkies sehr rasch braun, Kupferkies langsam braun und Buntkupferkies langsam braunschwarz. Man bereitet die Kaliumbromatlösung in der Weise, daß man in 25 ccm Bromwasser ca. 12,5 g Ätzkali auflöst und in die fast kochende Lösung 0,25—0,5 ccm flüssiges Brom eingießt (beim Abkühlen bildet sich in der zitronengelben Lösung ein wenig weißer Niederschlag). Der Hauptwert des Anfärbeverfahrens liegt, wie auch die Erkennung des Pentlandites als Erzgemisch durch Leo gezeigt hat, weniger in der Diagnose als in der optischen Trennung höchst feinkörniger, gleichfarbiger Erzgemische, wofür man die Verfahren von Fall zu Fall besonders auszuprobieren hat.

Lemberg, der die „Bromlauge" zuerst anwendete, benutzte sie auch zur Trennung durchsichtiger Mineralien. Sie färbt z. B. Cerussit erst gelb, dann schwarzbraun, Anglesit und Gelbbleierz sofort schwarzbraun, Eisenspatsplitterchen werden mit dieser Lauge fast bis zum Kochen erhitzt und dann mit Schwefelammonium versetzt, dunkelgrün.

Zur Trennung von Erzen verwendet er neben der „Bromlauge" auch eine „Silberlösung", 100 ccm kaltgesättigte Silbersulfatlösung mit 5 g Schwefelsäure. Die Ergebnisse der Versuche mit diesen beiden Lösungen faßt er wie folgt zusammen:

1. Es werden durch Bromlauge sehr langsam verändert: Pyrit, Markasit, Kobaltkies, Rotnickelkies, Antimonnickelglanz, Chloanthit, Fahlerzarten.
2. Es lösen sich in Bromlauge: Ged. Arsen, Auripigment, Realgar, Antimonglanz, Zinkblende.
3. Es werden mehr oder weniger rasch zu Oxyd oder Superoxyd oxydiert: Greenockit, eisenhaltige Zinkblende, Millerit, Bleiglanz, Glanzkobalt, Glau-

kodot, Kupferglanz, Kupferkies, Buntkupfererz, Magnetkies, Arsenkies, Löllingit, Speiskobalt, Gersdorffit, Fahlerzarten.

4. Es werden durch die Silberlösung sehr langsam verändert: Pyrit, Markasit, Glanzkobalt, Kobaltnickelkies, Fahlerzarten.
5. Es scheiden rasch metallisches Silber ab: Löllingit, Buntkupfererz, Kupferglanz, Smaltin, Rotnickelkies, ged. Arsen, Chloanthit, Fahlerzarten.
6. Es setzen sich mit der Silberlösung nur zu Ag_2S um: Zinkblende, Greenockit, Auripigment.
7. Beim Erwärmen mit der Silberlösung färben sich braun-violett-blau und können unter Umständen auch metallisches Silber abscheiden: Bleiglanz, Millerit, Magnetkies, Kobaltnickelkies, Arsenkies, Kupferkies, Gersdorffit, Antimonnickelglanz, Pharmakolith.

ANHANG

DIE TRENNUNG VON MINERALPULVERN DURCH SCHWERE LÖSUNGEN

Die Trennung der Mineralien durch schwere Lösungen findet in der Erzlagerstättenlehre noch wenig Anwendung. Es ist hier auch Vorsicht geboten, da viele Erze mit den üblichen Lösungen chemische Umsetzungen eingehen, und die sehr wertvolle Flüssigkeiten zersetzen. Es empfiehlt sich daher mehr die Anwendung organischer Verbindungen, z. B. des Methylenjodids, als diejenige schwermetallhaltiger Salze (Kalium-Quecksilber-Jodid oder Thouletsche Lösung, geschmolzenes Thallium-Silbernitrat). Jedenfalls ist es gut, das zu trennende Pulver zuvor mit verdünnter Salzsäure zu kochen und dadurch alle leicht zersetzbaren Mineralien zu zerstören.

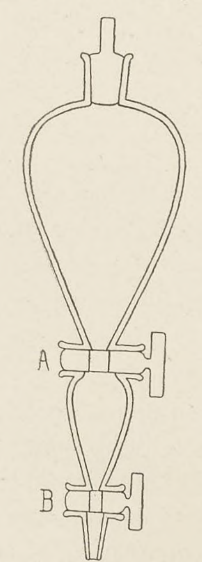


Fig. 11. Scheidetrichter

Die Trennung erfolgt in der in jedem Lehrbuch der Petrographie angegebenen Weise am besten im doppelten Scheidetrichter (Fig. 11). Nachdem sich das schwere Material oberhalb des Hahnes *A* gesammelt hat, läßt man es durch schnelles, kurzes Öffnen dieses Ventils in den unteren Raum, der mit gleich schwerer Lösung gefüllt ist. Man schüttelt dann abermals kräftig durch, läßt die mitgerissenen leichteren Körnchen durch *A* nach oben entweichen und öffnet zuletzt *B*, um die endgültig abgetrennten schweren Körnchen in ein Spitzglas ab-

fließen zu lassen. Die Bestimmung des jeweiligen spezifischen Gewichts der Lösung erfolgt besser durch Indikatoren (vgl. hierzu z. B. Reinisch, Petrographisches Praktikum) als mit der Mohrschen Wage.

DIE TRENNUNG DURCH DEN ELEKTROMAGNETEN

Magnetische Trennungen sind besonders bei den Untersuchungen der Seifenlagerstätten oft von großem Wert. Magneteisenerz kann man meistens schon dadurch aus einem Gesteinspulver entfernen, daß man mit dem Ende eines Stabmagneten in dem flach ausgebreiteten Pulver herumrührt und von Zeit zu Zeit die am Magneten haftenden Körnchen in ein besonderes Gefäß abstreift. Schwächer magnetische Mineralien muß man mit den Elektromagneten entfernen. Es gibt hierzu besondere kleine Apparate, welche das Pulver aus einem Scheidetrichter in dünnem Strahl zwischen den Magnetpolen hindurchrinnen lassen. Von Zeit zu Zeit unterbricht man den Ablauf des Pulvers, um die am Magnet haftenden Körnchen nach Ausschaltung des elektrischen Stromes abzupinseln. Nach Doelter ergibt die magnetische Attraktion der Mineralien in abnehmender Folge nachstehende Reihe:

Magneteisenerz.
Magnetkies.
Eisenglanz, Titaneisenerz.
Chromit, Almandin.
Eisenreiche Augite, Pleonast.
Hornblende, lichte Augite, Epidot, Pyrop.
Turmalin, Bronzit.
Staurolith, Aktinolith.
Olivin, Pyrit.
Biotit, Chlorit, Rutil.

MIKROSKOPISCHE MESSUNGEN

Im allgemeinen werden bei mikroskopischen Beschreibungen viel zu wenig genaue Maßangaben gemacht, obwohl die Messung der Dimensionen in der Ebene des Schliffes überaus einfach ist. Jedem Mikroskop wird wohl jetzt ein Okularmikrometer beigegeben und in der Tabelle der Vergrößerungen findet man auch die Mikrometerwerte, d. h. die Werte, welchen mit jedem einzelnen Objektiv (das Okular ist dabei gleichgültig, weil es gleichzeitig das Bild und

den Maßstab vergrößert) einen Teilstrich der Mikrometerskala entspricht, die Zahlen sind meist in μ d. h. $^1/_{1000}$ Millimeter angegeben. Die Mikrometerokulare sind im Tubus drehbar, so daß man die Längsrichtung der Skala mit der Längsrichtung des Objektes parallel stellen kann. Bei ausziehbarem Tubus muß man unter Umständen eine entsprechende Umrechnung vornehmen.

Wesentlich schwieriger sind Dickenmessungen. Im Prinzip ist es zwar sehr einfach, nacheinander die Oberfläche und die Unterfläche des Schliffes einzustellen und die Differenz am Kopfe der Einstellschraube abzulesen, in der Praxis ist aber die genaue Einstellung sehr schwierig. Am besten gelingt sie, wenn man ein Kristallnädelchen, ein Glimmerblättchen oder ein Spältchen hat, welches in flachem Winkel den Schliff durchzieht. Man legt dies z. B. so, daß es von rechts (oben) nach links (unten) den Schliff durchzieht, und stellt nacheinander die beiden äußersten Enden dieses Objekts möglichst scharf mit der Mikrometerschraube ein.

MIKROPHOTOGRAPHIE

In neuerer Zeit spielt die Mikrophotographie in der Petrographie eine immer größere Rolle. Hier eine auch nur annähernd erschöpfende Anleitung zu geben ist unmöglich, es kann nur die Erfahrung Lehrmeisterin sein. Man arbeite stets mit frischen, orthochromatischen Platten und entwickele langsam mit gutem, nicht ganz frischem Entwickler. (Es empfiehlt sich, neuem Entwickler stets etwas gebrauchten hinzuzufügen.) Das schwierigste ist die Abschätzung der Expositionszeiten. Sie müssen natürlich um so größer sein, je dunkler das Objekt ist, doch gilt dies nur für die durchsichtigen Teile des Schliffes. Die Erze, die ja absolut undurchsichtig sind, wirken als Lichtschirme und lassen bei Überexposition unangenehme Lichthöfe um die helleren Teile entstehen. Ein von farblosem Quarz durchlöchertes Erz ist also, obwohl das Gesichtsfeld im durchfallenden Licht sehr dunkel erscheint, als überaus helles Objekt anzusehen. Natürlich sind auch blau durchsichtige Körper viel kürzer zu exponieren als rot durchsichtige. Die Einschaltung des oberen Nicols bedingt stets eine sehr bedeutende Verlängerung der Exposition. Im allgemeinen kann man wohl die 5fache Dauer annehmen. Schaltet man eine Gelbscheibe oder ein grünes Lichtfilter zwischen Lampe und Mikroskop ein, so braucht man fast die 20fache Belichtungsdauer wie ohne diese. Photo-

graphien hellglänzender Erze in auffallendem Licht bedingen etwa 5 fache Expositionszeiten wie durchsichtige Schliffe mittlerer Helligkeit.

Die Vergrößerung des photographischen Bildes ist meist geringer als man sie aus den Tabellen entnimmt, denn die Angaben der jedem Mikroskop beigegebenen Tabelle beziehen sich auf deutliche Sehweite, d. h. auf 25 cm Abstand des Bildes von der Okularlinse. Der Abstand der Platten ist aber meist wesentlich geringer. Am sichersten bestimmt man die Vergrößerung dadurch, daß man die wahre Größe eines photographierten Objektes mit dem Okularmikrometer bestimmt, und dann die Größe der Abbildung in der fertigen Photographie mit einem Millimetermaßstab feststellt.

II. MIKROSKOPISCHE EIGENSCHAFTEN DER HÄUFIGSTEN ERZE UND GANGARTEN

I. MINERALIEN DES REGULÄREN SYSTEMS

PLATIN

Platin kristallisiert wie die meisten Metalle in regulären Formen, meist in Hexaedern, seltener in Oktaedern, doch kommen Kristallformen überhaupt sehr selten vor. In der Regel bildet es kleine, gerundet polygonale Körnchen oder formlose Klümpchen. Im Dünnschliff erscheint es zinnweiß, und infolge seiner Geschmeidigkeit ist die Oberfläche stets merklich zerkratzt. Sehr oft, und das ist besonders bezeichnend, sind ihm schmale, dunkelbleigrau erscheinende Lamellen von Osmiridium eingewachsen, die meist gesetzmäßig nach bestimmten Kristallflächen angeordnet sind (vgl. das Kapitel über Strukturen der Lagerstätten von ged. Platin in Eruptivgesteinen). Platin wird nur von Salpetersalzsäure langsam zersetzt. Von ged. Silber unterscheidet es der Mangel eines Stiches ins Rötliche, von den anderen zinnweißen Erzen seine Geschmeidigkeit, die man an einem isolierten Korn durch Schlagen mit dem Hammer leicht feststellen kann. Spez. Gew. unrein 17 bis 18, rein 19,7, gehämmert 21,2. Sichtbar ist es bisher nur in basischen Eruptivgesteinen gefunden worden.

GOLD

Gold erkennt man u. d. M. sofort an seiner leuchtend metallisch gelben Farbe, kein Mineral kommt ihm hierin nahe. Man ist immer wieder überrascht von der Stärke des Glanzes, den auch das kleinste Körnchen im auffallenden Licht reflektiert, und kann als Regel aufstellen, daß, solange man noch im Zweifel ist, ob man Gold oder z. B. den ihm in Glanz und Farbe am nächsten stehenden Kupferkies vor sich hat, es sich regelmäßig nicht um Gold handelt.

Abweichend ist nur die hellkupferrote Farbe des palladiumhaltigen Goldes in der brasilianischen Jacutinga. Stark silberhaltiges Gold ist heller gelb, zeigt aber die gleiche Stärke des Glanzes.

Das Gold kristallisiert regulär. Die meist oktaederischen Kristalle sind jedoch nicht häufig und stets gerundet, hingegen finden sich oft dendritische Bildungen, an Zartheit bisweilen einer Vogelfeder gleichkommend, im Quarz der Goldgänge eingewachsen. Sehr häufig sind auch unregelmäßig dendritische, an Baumwurzeln erinnernde Partien, die dann meistens zwischen die einzelnen Quarzkörner des Gangquarzites eindringen. Oft ist das Gold auf Schwefelkies aufzementiert und dringt von dessen Oberfläche aus ästig in die umgebende Gesteinsmasse. In den Seifenlagerstätten bildet es rundliche, unregelmäßige, an Kartoffeln erinnernde Knollen, deren Oberfläche ganz von kleinsten grubenförmigen Stoßnarben bedeckt ist. Das braune sog. Mustardgold der Hutregionen ist bei starker Vergrößerung stets als inniges Gemenge von Gold und Brauneisenocker zu erkennen.

Die Geschmeidigkeit des Goldes läßt sich an isolierten Partikelchen mit dem Hammer leicht nachweisen, tritt aber im Schliff nicht allzu deutlich durch „Kratzer“ hervor. In Salpetersalzsäure ist Gold sehr leicht löslich und wird aus dieser Lösung als voluminöser purpurroter Niederschlag durch ein eingetauchtes Stanniolblättchen gefällt (Goldpurpurreaktion). Spez. Gew. je nach der Reinheit 15,6 bis 19,4.

SILBER

Das gediegene Silber erscheint u. d. M. im Dünnschliff lebhaft metallisch weiß, meist, jedoch nicht immer ganz deutlich, mit einem Stich ins Rötliche. Kristalle, oktaedrisch oder würfelförmig und meist stark verzerrt, sind sehr selten, um so häufiger drahtförmige und hakenförmige Partien. Wo diese in kleine Hohlräume hineinragen, ist das Silber angelaufen und von dunkelgrauer Farbe.

Wurzelartig dringen die Silberdrähtchen zwischen die umgebenden Mineralien ein, oder das Metall bildet zarte blechförmige Beläge auf deren Spalten. Hier und da findet man es auch auf Kupferkies oder anderen Erzen aufzementiert oder aus edlen Silbererzen wie kleine Grasbüschel hervorwachsend.

Die Schlifffläche des Silbers ist in der Regel stark zerkratzt, selten narbig, die Geschmeidigkeit des natürlichen Silbers ist nicht sehr bedeutend, zartere Körnchen zerbrechen oft unter dem Hammer,

statt sich auszuplatten. Spaltbarkeit ist nicht vorhanden. Spez. Gew. 10,5. Die gewöhnlichsten Begleiter sind edle Silbererze, Bleiglanz (dieser meist zerfressen), Quarz und Kalkspat.

KUPFER

Gediegenes Kupfer zeigt u. d. M. lebhaft metallisch rote Farbe, die auch mit der des Rotnickelkieses, der diesem Mineral in seinem Aussehen sonst am nächsten kommt, nicht verwechselt werden kann. Spaltbarkeit fehlt, die Oberfläche ist narbig, doch fehlen nie einzelne grobe Kratzer. Kristallformen (Würfel, Oktaeder) sind nicht selten. Meist bildet das Kupfer gerundet polygonale, isodiametrische Körner, viel seltener Bleche oder Zähnchen. Eher noch macht sich eine Neigung zu dendritischen Wachstumsformen geltend. Sehr oft tritt das Kupfer allotriomorph auf, die Zwickel zwischen wohlkristallisierten Gangarten füllend. Sein spez. Gew. ist 8,7. Die häufigsten Begleiter sind einerseits Quarz und Brauneisenerz im eisernen Hut von Ganglagerstätten, andererseits Zeolith, Delessit und Epidot in zersetzten basischen Eruptivgesteinen.

SPERRYLITH

Sperrylith, ein Platinarsenid ($PtAs_2$), bildet den minimalen Platingehalt der Sudburyerze. Es findet sich in winzigen Körnchen, die niemals mehr als $^1/_2$ mm Durchmesser erreichen, im Kupferkies der Vermillion Mine eingewachsen. Im Dünnschliff wird man wohl nie eines der wenigen Körnchen angeschnitten finden, aber durch Lösen des Kieses in Salpetersäure kann man die kleinen würfelförmigen Kriställchen isolieren. Sie werden von Königswasser nur schwach angegriffen, zersetzen sich aber leicht in der Rotglut bei Gegenwart von metallischem Platin. Läßt man einige der Körnchen auf ein rotglühendes Platinblech fallen, so schmelzen sie sofort und stoßen explosionsartig ein kleines weißes Wölkchen von arseniger Säure aus.

SILBERGLANZ

Der Silberglanz (Argentit, Glaserz) ist u. d. M. oft heller als man ihn im Handstück zu sehen gewöhnt ist; die sehr häufige schwarze Anlauffarbe fällt, wenn der Schliff nicht vor dem Bedecken mit Kanadabalsam lange an der Luft gelegen hat, weg, und so erscheint das Mineral ziemlich hell bleigrau, nur in alten oder schlecht behandelten Schliffen schwarz. Die Oberfläche ist feinnarbig und

ohne Spaltbarkeit. Die Umrißformen sind trotz der tesseralen Kristallisation nicht selten nadlig oder leistenförmig, da monströse Kristalle sehr häufig sind. Man findet z. B. knäuelförmige Aggregate zarter Säulchen, die in den umgebenden Quarz hineinspießen, in den Gängen der edlen Quarzformation von Beschert-Glück bei Freiberg. Auch gestrickte und dendritische Formen kommen vor. Wo der Silberglanz sekundär in der Zementationszone auftritt, bildet er dunkelgraue Krusten auf der Oberfläche und in den Spalten von Pyrit oder Kupferkies.

Silberglanz löst sich in konzentrierter Salpetersäure unter Abscheidung von Schwefel. Seine Härte ist 2 bis 2,5. Seine Geschmeidigkeit ist so groß, daß man mit einer Nadelspitze kleine Spänchen abheben kann, ohne sie völlig vom Mineral zu lösen. (Dies kann unter günstigen Umständen zur Diagnose dienen.) Spez. Gew. = 7 bis 7,4.

BLEIGLANZ

Der Bleiglanz (Galenit) ist in fast allen gangförmigen und in vielen lagerartigen Lagerstätten zugegen. Man erkennt ihn u. d. M. leicht an der lebhaft stahlgrauen Farbe und der prachtvoll hervortretenden Spaltbarkeit nach $\infty 0 \infty$, welche die Querschnitte beim Drehen des Objekttisches in bestimmten Stellungen spiegelartig aufleuchten läßt. Er kristallisiert meist in Würfeln, die oft treppenförmig abgesetzt sind. Von den drei besonders häufig zusammen vorkommenden Mineralien Bleiglanz, Schwefelkies und Zinkblende pflegt er u. d. M. meist sich als jüngstes zu erweisen und auf den anderen aufzementiert zu sein. Der sog. gestrickte Bleiglanz bildet ziemlich regellos zackige Formen oder Gruppen aneinandergereihter isodiametrischer Körner, die jedoch alle gleiche kristallographische Orientierung aufweisen, wie die gleichzeitig einspiegelnden Spaltflächen beweisen. Der dichte Bleiglanz von Gonderbach ist so fein kristallisiert, daß man auch u. d. M. die einzelnen Individuen bzw. deren Spaltflächen nicht voneinander unterscheiden kann. Solche Bleiglanzaggregate zeigen narbige, stark zerkratzte Oberfläche, die feineren Kratzer zeigen jedoch zittrigen Verlauf, da sie von den Spaltrichtungen der einzelnen Körnchen abgelenkt werden. Der sog. Bleischweif von Ramsbeck ist dicht von winzigen Quarz- und Schwerspatkörnern durchsetzt, zwischen denen er oft nur ein feines netzförmig verteiltes Bindemittel bildet. Ähnliches gilt von den Bleiglanzknotten von Kommern und Mechernich.

Der Bleiglanz ist Bleisulfid (PbS). Er löst sich in Salpetersäure unter Abscheidung von Schwefel und Bleisulfat. Mit erwärmter Salzsäure entsteht Chlorblei, welches sich beim Erkalten der Lösung als Kristallskelette oder längliche sechsseitige Tafeln abscheidet. Mit heißem Wasser kann man diese Kriställchen wieder in Lösung bringen. Sie bilden bei dem Wiederauskristallisieren vierblättrige Figuren oder gegabelte Leisten. Diese Chlorbleikriställchen zeigen gerade Auslöschung und weißliche bis gelbliche Polarisationsfarben.

Bleiglanz hat die Härte 2,5 und das spez. Gew. 7,3 bis 7,6.

ZINKBLENDE

Die Zinkblende (Sphalerit) ist stets u. d. M. mehr oder weniger durchsichtig. Sie zeigt jedoch infolge ihrer hohen Lichtbrechung (für Na-Licht 2,37) ein sehr hohes Relief und erscheint daher oft trübe. Meist ist sie stark gefärbt; gelbe, braune Farben und zwar besonders Trübhellbraun und Graugelb sind im durchfallenden Lichte die gewöhnlichsten, der eisenreiche sog. Christophit wird tiefbräunlich oder blutrot durchsichtig, selten sind lebhafte grellrote, häufig aber trübrote, wie rostfleckig erscheinende Farben.

Die Kristallisation ist tesseral. Zwischen gekreuzten Nicols bleibt also die Zinkblende in allen Stellungen dunkel. Die rhombendodekaedrische Spaltbarkeit ist stets durch scharfe, geradlinige Risse deutlich zu sehen. Die meist isodiametrischen Körnchen bilden niemals sehr feinkörnige Aggregate, nur die zwischen die Hornblendesäulchen eindringenden metasomatischen Zinkblenden gewisser Kontaktlagerstätten zeigen feinkörnige Struktur.

Die als Schalenblende beschriebenen, oft sehr zarten Zinkblendekrusten gehören z. T. zum Wurtzit.

Vom Flußspat, mit dem man die Zinkblende allein verwechseln könnte, unterscheidet sie die hohe Lichtbrechung und die meist gelblichbraune Farbe, vom Granat die vollkommene Spaltbarkeit.

Die Zinkblende besteht aus Zinksulfid (ZnS) oft mit beträchtlichem Eisengehalt. Sie löst sich unter Abscheidung von Schwefel in konzentrierter Salpetersäure. Nach dem Eintrocknen findet man auf dem Objektträger weiße kristalline Körnchen von ZnO. Diese lösen sich leicht in Salzsäure und scheiden sich als höchst bezeichnende Dendriten und strahlige Beläge von Chlorzink wieder aus.

Die Härte ist 3,5 bis 4,0. Das spez. Gew. 3,9 bis 4,2.

Der Greenockit ist schwer von Zinkblende zu unterscheiden. Nach Lemberg kann man folgendes Verfahren anwenden: Man behandelt ihn erst mit Bromlauge, dann mit Schwefelammonium. Es bildet sich hierbei auf der Zinkblende, da sie stets eisenhaltig ist, zunächst Eisensulfid und auf dem Greenockit daneben noch Kadmiumsulfid. Man entfernt das FeS durch kalte verdünnte Schwefelsäure und macht dann das CdS mit Silberlösung durch einen braunen Niederschlag sichtbar.

PYRIT

Pyrit (Schwefelkies) ist undurchsichtig und von graulichgelber metallischer Reflexfarbe. Die Oberfläche zeigt keine Spaltbarkeit und keine Schleifrillen, nur kleinkörnige unregelmäßige Absplisse, die beim Drehen des Tisches wie kleine Fünkchen aufleuchten. Lebhaften Glanz zeigen nur schräg im Schliff liegende Kristallflächen. Der sog. Schwarzkies der südnorwegischen Lagerstätten ist völlig matt, von intensiv graulichgelber, ganz stumpfer Farbe und von dichter, bisweilen auch äußerst feinlagenförmiger Struktur. Die Formen der Querschnitte sind stets isodiametrisch, rundum ausgebildete, idioblastische Kristalle sind sehr verbreitet. Oft zeigen sie eine feine Rinde von blutrotem Hämatit. Wenn dieser durch Wasseraufnahme in Limonit übergeht, wuchert er oft in die Spältchen und Zwischenräume der umgebenden Mineralien hinein und bildet um das Pyritkorn eine rostfleckige Aureole.

Pyrit ist Doppeltschwefeleisen (FeS_2) und zeigt nicht selten einen geringen Kupfergehalt. Die mikroskopische Untersuchung kupferhaltiger Pyritmassen unter dem metallographischen Mikroskop hat jedoch ergeben, daß hier stets eine Verwachsung mit Kupferkies vorliegt. In der Anreicherungszone der Gänge ist der Kupferkies meist aufzementiert, in der Teufe findet man aber auch primäre Verwachsungen von Pyrit und Kupferkies, die nicht selten bei starker Vergrößerung mikropegmatitische Struktur aufweisen. Der Pyrit löst sich nur in Salpetersäure unter Abscheidung von Schwefel, Salzsäure greift ihn fast gar nicht an.

Die Härte ist 6. Das spez. Gew. 4,9 bis 5,2.

ZINNKIES

Der Zinnkies ist ein ziemlich seltenes Mineral. Er findet sich auf einigen Zinnerzlagerstätten, insbesondere solchen, die neben dem

Zinnerz viel Sulfide führen, also z. B. in Cornwall. Seine Farbe ist u. d. M. noch wesentlich stumpfer als die des Pyrits, oft nur weißlichgrau mit einem Stich ins Gelbliche. Die Schliffoberfläche ist narbig, durch kleine undeutliche Spaltabsplisse (Spaltbarkeit ∞0∞), und ohne Schleifrillen. Bisweilen kann man die Spaltbarkeit durch ein geringes Aufhellen bei der Drehung des Objekttisches feststellen. Meist bildet der Zinnkies regellose Aggregate, selten vierseitige oder sechsseitige isodiametrische Einzelkristalle.

Zinnkies gilt als ein Kupfer-Eisen-Sulfostannat (Cu_2FeSnS_4). Mit Borax gibt er eine blaue Perle, mit Salpetersäure eine blaue Lösung unter Abscheidung von Zinnoxyd und Schwefel.

Härte 4. Spez. Gew. 4,4.

BUNTKUPFERKIES

Der Buntkupferkies (Bornit) zeigt in frischem Zustande tief dunkel-bronzefarbenen Reflex, aber selbst unter dem Deckglas läuft er meist stahlblau oder bunt, bisweilen auch schwarz an. Die bunten Anlauffarben (gelb, rot, grün) machen oft einen nichtmetallischen Eindruck. Seine Oberfläche ist narbig, zeigt nur hier und da Schleifrillen und keine Spaltbarkeit. Er bildet fast nie Kristallformen, meist findet er sich zementiert zwischen den Spaltlamellen oder auf den Klüften fremder Mineralien, besonders des Pyrits.

Buntkupferkies ist ein Eisen-Kupfer-Sulfid von der Formel Cu_3FeS_3. In konzentrierter Salzsäure löst er sich leicht. Mit verdünnter Salzsäure geäzt wird er in 24 Stunden braunschwarz.

Härte 3. Spez. Gew. 5,0.

GLANZKOBALT

Der Glanzkobalt (Kobaltin) zeigt grauweiße bis hellgraue Reflexfarbe, narbige Oberfläche und deutliche Spuren einer sehr feinen Spaltbarkeit, so daß man zwar nicht die einzelnen Spaltlamellen, wohl aber das Aufleuchten der Querschnitte in bestimmten Stellungen sehen kann. Die Querschnitte der tesseralen Einzelkristalle sind plump isodiametrisch. Oft ist er von Pyrit begleitet.

Die chemische Formel des Glanzkobalts ist CoAsS. Mit Salpetersäure entsteht eine rote Lösung (jedoch nur bei hinreichender Erzmenge). Mit Phosphorsalz bildet sich eine smalteblaue Perle.

Härte 5,5. Spez. Gew. 6,0.

Glanzkobalt findet sich besonders in Form scharfer Einzelkristalle in metamorphen fahlbandartigen Erzlagern.

SPEISKOBALT

Der Speiskobalt (Smaltin) zeigt u. d. M. eine metallische dunkelgraue Farbe, nur schräg durch den Schliff gehende Kristallfacetten sind lebhaft zinnweiß. Die Oberfläche des Schliffes ist nicht narbig, zeigt keine Spaltbarkeit, ist aber meist sehr zerkratzt. Die Form der Querschnitte ist plump isodiametrisch, doch finden sich nur selten Einzelkristalle.

Speiskobalt ist Kobaltarsenid $CoAs^2$. Er gibt mit Phosphorsalz eine tiefblaue Perle. Auch ein staubfeines Körnchen noch verbrennt, wenn man es mit der angefeuchteten Spitze des Platindrahtes aufnimmt und dem Saume der Lichtflamme nähert, momentan unter Bildung eines feinen weißen Wölkchens von Arsenrauch. Salpetersäure zersetzt ihn leicht, doch sieht man die rote Farbe der Lösung nur bei höherer Konzentration.

Härte 5,5. Spez. Gew. 6,3 bis 7,3.

Speiskobalt ist ein häufiges Mineral der Kobaltsilbergänge.

WEISSNICKELKIES

Der Weißnickelkies (Chloantit) hat sehr helle, fast silberweiße Reflexfarbe und eine Oberfläche mit deutlichen Schleifrillen, aber ohne deutliche Spaltbarkeit. Die Formen der Aggregate sind meist allotriomorph. Er ist ein Nickelarsenid von der Formel $NiAs^2$. Mit Salpetersäure gibt er eine grüne Lösung. Am Saum der Lichtflamme entwickelt auch ein sehr kleines Korn ein deutliches Wölkchen von Arsenrauch.

FAHLERZ

Das Fahlerz (Tetraedrit) zeigt u. d. M. im auffallenden Lichte hell eisengraue Farbe, die sich von der des Bleiglanzes durch das Fehlen eines Stiches ins Bläuliche unterscheidet. Die feinen Farbenunterschiede zwischen den verschiedenen Fahlerzarten sind u. d. M. nicht kenntlich. Die Oberfläche ist narbig, ohne Schleifrillen und vor allem (im Gegensatz zum Bleiglanz) ohne Spaltbarkeit. Selten bildet das Fahlerz in den Dünnschliffen Kristalle, meist dringt es als Zementationserz wurzelartig in die Spalten und Spältchen älterer Erze ein.

Die verschiedenen Fahlerzarten sind Mischungen von Sulfantimoniaten und Sulfarseniaten der Metalle Cu, Ag, Hg, Fe und Zn. Stets waltet das Kupfer vor. Mit Phosphorsalz entsteht daher meist eine blaugrüne Perle. Doch reicht der Kupfergehalt nicht aus, um

die salpetersaure Lösung deutlich blau zu färben, woran man das Fahlerz von dem sonst sehr ähnlichen Kupferglanz unterscheiden kann. Ein noch sichereres Unterscheidungsmerkmal bietet der Umstand, daß man durch Erwärmen eines zu Pulver zerdrückten Fahlerzkörnchens mit flüssiger Kalilauge Schwefelarsen oder Schwefelantimon ausziehen kann, welche beide durch Säurezusatz wieder ausgefüllt werden, ersteres mit zitronengelber, letzteres mit orangegelber Farbe.

Härte 3 bis 4. Spez. Gew. 4,3 bis 5,3.

MAGNETEISENERZ

Das Magneteisenerz erscheint u. d. M. eisenschwarz und hat nur bei günstiger Beleuchtung einen dunkelgrauen, metallischen Reflex. Die Oberfläche ist grobnarbig, ohne Spaltbarkeit und ohne Schleifrillen. Die Erzkörnchen des Magnetits treten sehr gern in Einzelkristallen auf, sie sind oktaedrisch oder rhombendodekaedrisch, die Querschnitte also vierseitig oder sechsseitig. Regelmäßige dendritische Kristallaggregate, aufgebaut aus Reihen parallel gestellter Oktaederchen, finden sich in manchen magnetitreichen Eruptivgesteinen. Wo Magnetit mit Pyrit oder Magnetkies zusammen vorkommt, ist nicht selten das Oxyd von einer Kruste des Sulfides umwachsen.

Chemisch ist das Magneteisenerz Fe_3O_4 (ein Eisenferrat $FeOFe_2O_3$). Es löst sich leicht in HCl und wird aus der Lösung durch Kalilauge oder Ammoniak als graugrünes Eisenhydroxydul gefällt. (Man legt am einfachsten den Objektträger mit dem daran haftenden Tropfen der Lösung nach unten über ein offenes Gefäß mit Ammoniak.) Das Oxydul geht an der Luft schnell in rostgelbes Eisenoxyd über. Von Fluorwasserstoffsäure wird das Erz nicht gelöst. Wie sein Name sagt, ist es stark magnetisch und wird schon von einem ziemlich schwachen Stahlmagneten angezogen.

Härte 5,5 bis 6,5. Spez. Gew. 5,0.

CHROMEISENERZ

Das Chromeisenerz unterscheidet sich meist fast gar nicht vom Magneteisenerz, doch kann man in guten Schliffen nach Einschalten des Kondensors eine tiefbraune durchscheinende Farbe beobachten. (Man blende dabei das von oben auf den Schliff fallende Licht mit der Hand ab.) Die Umrisse der im Serpentin liegenden

Chromeisenerzkörnchen sind zwar polygonal, aber meist an den Ecken gerundet und am Rande gegen das Nebengestein nicht geradlinig, sondern buchtig begrenzt. Oft sind die Körner auch von feinen, mit Serpentin erfüllten Spalten durchzogen. Gutausgebildete Chromeisenerzkriställchen finden sich als Einschlüsse in den Olivinen der norwegischen Lagerstätten.

Der Chromit ist Eisenchromat $FeOCr_2O_3$ und isomorph mit Magnetit. Mit Phosphorsalz gibt er eine smaragdgrüne Chromperle. Er ist in fast allen Säuren unzersetzlich, wodurch er sich in Zweifelsfällen am leichtesten vom Magnetit unterscheiden läßt.

Härte 5,5. Spez. Gew. 4,6.

FRANKLINIT

Unterscheidet sich optisch kaum vom Chromeisenerz, nur ist die Durchsichtigkeit etwas stärker und geht etwas mehr ins Rotbraune. Sein Vorkommen ist jedoch ein gänzlich anderes, auch liebt er es, scharfe automorphe Oktaeder zu bilden. Nur im Rhodonit bildet er wohl auch eiförmige Körnchen. Er ist wie das Chromeisenerz ohne Spaltbarkeit, es findet sich aber eine grobe Absonderung nach dem Oktaeder, die sich an zerbrochenen Stellen des Schliffes durch geradlinigen Verlauf der Bruchflächen geltend macht.

Der Franklinit ist ein Zinkferrat $ZnOFe_2O_3$, meist manganhaltig und isomorph mit Magneteisenerz. Er löst sich in Salzsäure, wodurch er sich vom Chromeisenerz unterscheidet. Vom Magnetit unterscheidet ihn die nie ganz fehlende Durchsichtigkeit.

ZINKSPINELL

Die große Schar der Spinelle spielt auf den Lagerstätten nur eine geringe Rolle. Ihretwegen sei hier auf die Lehrbücher der Petrographie bzw. mikroskopischen Physiographie verwiesen. Erwähnt sei nur der mit dem Franklinit zusammen vorkommende Zinkspinell (Gahnit, Automolit), der übrigens auch in Fahlun nachgewiesen ist. Dieses Mineral erscheint im Schliff tief dunkelgrün, oder tief dunkelblau durchsichtig. Von Säuren und Alkalien ist es unangreifbar. Die Kriställchen zeigen meist nicht oktaedrische, sondern hexaedrische Formen.

A. Stelzner wies ihn als Neubildung in verglasten, halbgeschmolzenen Tonmuffeln der Zinkdestillationsöfen nach, die Farbe der hier gebildeten Kriställchen war blau. Chemisch ist er ein Zinkaluminat $ZnOAl_2O_3$. — Härte 8. Spez. Gew. 4,3.

ROTKUPFERERZ

Das Rotkupfererz (Cuprit) bietet je nach seiner Ausbildungsform einen sehr verschiedenen Anblick u. d. M. Das reine kristalline Rotkupfererz zeigt, wenn man das durchfallende Licht abschließt, rötlich eisengrauen Metallglanz und grobnarbige Oberfläche ohne Schleifrillen und ohne Spaltbarkeit. Bei Abblendung des auffallenden Lichtes erscheint es tief purpurrot durchsichtig. Als reguläres Mineral bleibt es natürlich zwischen gekreuzten Nicols schwarz (Unterschied vom Rotgiltigerz). Gewisse kryptokristalline, konzentrisch strahlige, krustenförmige Rotkupfererze erscheinen wesentlich heller und zwar lagenweise zwischen dunkelflammrot und hellgelbrot wechselnd. Offenbar liegen zum mindesten in den hellroten Lagen Mineralgemenge vor, was auch dadurch bewiesen wird, daß Spältchen in diesen Partien gelegentlich von ganz abweichend erscheinendem, reinem kristallinem Erz erfüllt sind. Das reichlich mit Brauneisen durchsetzte sog. Ziegelerz ist, obwohl es im auffallenden Licht viel heller erscheint (nichtmetallisch rotbraun), fast undurchsichtig.

Rotkupfererz ist Kupferoxydul (Cu_2O). Ein kleines Stäubchen mit dem von Salzsäure befeuchteten Platindraht aufgenommen färbt den Saum der Flamme tiefblau. Außerdem färbt es natürlich die Borax- und Phosphorsalzperle lebhaft blaugrün. Das Erz löst sich in Salzsäure, Salpetersäure und Ammoniak.

Härte 3,5 bis 4. Spez. Gew. 5,7 bis 6,0.

URANPECHERZ

Das Uranpecherz (Pechblende) erscheint im durchfallenden wie im auffallenden Lichte vollkommen mattschwarz, ohne jede Struktur, nur bei sehr intensivem Oberlicht ist besonders im unbedeckten Schliff etwas Metallglanz bemerkbar. Niemals ist das Erz rein. Stets umschließt es unscharf umgrenzte Flecken von anderen Erzen (Bleiglanz, Pyrit, Limonit), oft auch schmutzig gelbgrau durchscheinende Nestchen von Uranocker.

Die chemische Zusammensetzung des Uranpecherzes ist sehr verwickelt, der Hauptsache nach ist es ein Uranoxyd, hat jedoch stets einen, wie sich neuerdings gezeigt hat, durch radioaktiven Zerfall entstandenen Bleigehalt. Es löst sich in Salpetersäure und gibt dann mit Ammoniak einen schwefelgelben Niederschlag.

FLUSSSPAT

Der Flußspat (Fluorit) erscheint u. d. M. glashell durchsichtig und stets nur blaß, meist fleckig oder streifig gefärbt. Die Färbung ist im Dünnschliff nur bei den violetten oder blauen Flußspaten sichtbar, alle anderen erscheinen farblos. Er ist isotrop und von niedrigem Brechungsindex (1,434). Die vollkommene oktaedrische Spaltbarkeit tritt stets scharf hervor. Er neigt nur wenig zur Bildung automorpher Kristalle, meist bildet er unregelmäßig körnige Aggregate, die aber stets ziemlich grobkörnig sind.

Der Flußspat ist Kalziumfluorid (CaF_2). Er zersetzt sich nur durch Erhitzen mit Phosphorsalz oder konzentrierter Schwefelsäure unter Entwicklung von Fluorwasserstoffsäure, die das Glas äzt.

GRANAT

Der Granat ist ein besonders in den kristallinen Schiefern weit verbreitetes Mineral. Als Begleiter von Erzen wird er vorwiegend in kontaktmetamorphen Lagerstätten und regional-metamorphen Sedimentlagerstätten gefunden. In magmatischen Lagerstätten tritt er nur ausnahmsweise, in Ganglagerstätten ganz selten auf. Er ist isotrop und wird u. d. M. stets durchsichtig in roten, bräunlichen oder grünlichen Farben, die meist nur sehr blaß erscheinen. Wo sich, wie beim Melanit, dunkelbraune Färbung einstellt, ist diese in der Regel in konzentrischen helleren und dunkleren Zonen angeordnet. Die häufigsten Kristallformen sind ∞0 oder 202. Zwischen gekreuzten Nicols erweisen sich die Granaten oft optisch anomal, d. h. sie erscheinen nicht völlig isotrop, sondern die Querschnitte zerfallen in einzelne Sektoren, die nur in bestimmten Stellungen des Objektisches dunkel erscheinen, in den anderen Stellungen aber mattgraue Polarisationsfarben zeigen. Oft zerfallen die Sektoren wieder in einzelne parallel den Umrißlinien gerichtete, verschieden auslöschende Streifen, eine Erscheinung, welche ebenfalls auf zonalen Aufbau der Kristalle hindeutet. Der Brechungsexponent ist hoch, 1,75 bis 1,81, die Umrißlinien sind also u. d. M. schwarz, die Oberflächen rauh. Sehr oft ist der Granat von zahlreichen dichtgedrängten Einschlüssen fremder Mineralien durchsetzt, die häufig in zonaler Anordnung eingestreut sind. Auch wenn er skeletthaft ausgebildet ist, oder wenn er von Erzen metasomatisch verdrängt wird, macht sich der Zonenbau oft geltend. Chemisch sind die Granaten Aluminiumsilikate von Ca, Mg, Mn

oder Fe (Grossular, Pyrop, Spessartin, Almandin), in denen jedoch das Al durch dreiwertiges Fe ersetzt sein kann (Melanit). Die Gesamtformel lautet $(CaMgMnFe)_3(AlFe)_2Si_3O_{12}$.

In Säuren sind sie fast unlöslich, nur von Flußsäure werden sie etwas angegriffen. Bei der Verwitterung gehen die Granaten meist in wirrschuppige oder konzentrisch strahlige Chloritmassen über.

Härte 7 bis 7,5. Spez. Gew. 3,5 bis 4,3.

II. MINERALIEN DES TETRAGONALEN SYSTEMS

KUPFERKIES

Der Kupferkies (Chalkopyrit) erscheint u. d. M. intensiv metallisch gelb gefärbt, freilich von wesentlich geringerem Glanze als das Gold, aber von wesentlich lebhafterer Farbe als der Schwefelkies. Die Oberfläche ist narbig, ohne Spaltbarkeit und ohne Schleifrillen. Kristallformen sind im Dünnschliff nur selten zu sehen. Sehr oft ist der Kupferkies auf älteren Erzen, besonders auf Schwefelkies aufzementiert. Nicht selten verdrängt er letzteren so vollkommen, daß nur noch geringe rundliche Reste im Kupferkies eingebettet liegen.

Chemisch ist der Kupferkies ein Eisensulfosalz des Kupfers von der Formel $CuFeS_2$. Er löst sich leicht in Salpetersalzsäure, nur schwierig in Salzsäure, in beiden Fällen unter Abscheidung von Schwefel; mit Silbernitratlösung läuft er schnell rot und dann violett an. Die Kupferfärbung der Borax- und Phosphorsalzperle ist nicht sehr intensiv.

Härte 3,5 bis 4. Spez. Gew. 4,2.

HAUSMANNIT

Der Hausmannit zeigt dunkelblaugraue Farbe und narbigen Bruch ohne Rillen. Die basische Spaltbarkeit tritt wenig hervor, doch bildet er oft lockerkörnige Aggregate, in denen dann die Oberflächen der einzelnen Kristallkörner beim Drehen des Tisches nacheinander „einspiegeln“. Die Umrisse der Kristallkörner erscheinen meist unregelmäßig polygonal, bisweilen etwas leistenförmig gestreckt, niemals faserig, wovon man sich am besten durch Beobachtung der Bruchränder des Schliffes überzeugt. Seine chemische Formel ist Mn_3O_4. Er löst sich in Salzsäure und Schwefelsäure, welch letztere sich dabei in kurzer Zeit lebhaft rot färbt. Mit Borax und Phosphorsalz entstehen amethystfarbene Manganperlen.

Härte 5 bis 5,5. Spez. Gew. 4,8.

BRAUNIT

Der Braunit unterscheidet sich u. d. M. nur sehr wenig vom Hausmannit. Seine Farbe ist etwas dunkler, die Spaltbarkeit tritt etwas deutlicher hervor, sie ist oft submikroskopisch und äußert sich nur dadurch, daß die Querschnitte des Minerals bei der Drehung des Tisches in bestimmten Stellungen etwas heller erscheinen, ohne daß man die einzelnen Spaltflächen erkennt. Hier und da findet man Spuren von Schleifrillen. Die Querschnitte sind isodiametrisch-polygonal, bisweilen, z. B. im Erz von Långban, etwas skeletthaft ausgebildet. Seine chemische Formel ist Mn_2O_3, die Reaktionen sind dieselben wie beim Hausmannit. Bisweilen bleibt in der Lösung etwas flockige Kieselsäure zurück.

Härte 6 bis 6,5. Spez. Gew. 4,75.

ZINNERZ

Das Zinnerz (Kassiterit) erscheint u. d. M. nur selten farblos, meist gelb, braun oder braunrot gefärbt und zwar meist deutlich zonar. Die Zonarstreifen folgen oft bis ins Innerste des Kristalles nur der Pyramide und stoßen dann an den Prismenflächen mit spitzem Winkel ab. Die Lichtbrechung ist sehr stark, das Relief sehr markant, die Doppelbrechung hoch ($\omega = 1{,}997$, $\varepsilon = 2{,}093$). Die Polarisationsfarben zeigen das Bunt hoher Ordnung, werden allerdings oft von der Eigenfarbe etwas verdeckt. Der optische Charakter ist positiv, d. h. die Längsachse ist Achse kleinster Elastizität. Die Form der Durchschnitte ist quadratisch oder leistenförmig mit stumpf zugespitzten Ecken. Zwillinge nach 110 sind, zumal in Cornwall, recht häufig. Eine undeutliche Spaltbarkeit nach 010 markiert sich nur selten durch grobe Längsrisse der leistenförmigen, und Diagonalrisse der quadratischen Querschnitte.

Das Zinnerz ist reines Zinnoxyd (SnO_2). Von Säuren ist es unangreifbar. Eine durch Kupfer blau gefärbte Probe wird bei geringstem Zusatz von Zinnstein im Reduktionsfeuer intensiv rot, wenn man sie eine Zeit lang abwechselnd im Oxydationsraum und im unteren Reduktionsraum des Bunsenbrenners erhitzt. Legt man ein Körnchen Zinnerz in einem Tropfen Salzsäure auf Zinkblech, so beschlägt sich das Korn in wenigen Sekunden mit einem Niederschlag von metallischem Zinn.

Härte 6,5. Spez. Gew. 6,9.

SCHEELIT

Scheelit erscheint u. d. M. farblos, aber infolge der hohen Lichtbrechung von starkem Relief. Die Doppelbrechung ist nicht sehr hoch, die Polarisationsfarben sind ungefähr die des Quarzes. Der optische Charakter ist positiv. Optische Anomalien im Sinne der Zweiachsigkeit sind nicht selten. Sie äußern sich darin, daß bei der Untersuchung der basischen Schnitte im konvergenten Lichte das Achsenkreuz sich, wenn man den Objekttisch dreht, ein wenig öffnet. Die Verteilung der Polarisationsfarben läßt oft einen spitzpyramidalen Zonenaufbau erkennen. Auslöschungsrichtung ist natürlich die Halbierende des spitzen Winkels dieser Anwachspyramiden.

Scheelit ist wolframsaurer Kalk ($CaWO_4$). Salzsäure löst ihn unter Hinterlassung von gelber Wolframsäure, die sich in Alkalien löst. Bei Zusatz von etwas Zinn wird diese Lösung in der Wärme tief indigoblau.

Härte 4,5 bis 5. Spez. Gew. 6,0.

WULFENIT

Der Wulfenit wird im Dünnschliff farblos, er zeigt jedoch wegen seiner überaus hohen Lichtbrechung so starkes Relief, daß er meist trübgrau erscheint. Sehr oft tritt schon ohne Analysator eine überaus feine Zonarstruktur hervor, sie läuft ähnlich wie beim Zinnerz mit Vorliebe parallel der Pyramide auch in den prismatisch gestreckten Kristallen. Die Kristalle bestehen bisweilen bis ins Zentrum aus pyramidalen Anwachskegeln, und nur einige feine prismatische Zonen umgeben mantelförmig das Ganze. Die Hemimorphie des Wulfenits macht sich dadurch kenntlich, daß die Anwachspyramiden bisweilen nach einer Seite stumpf, nach der anderen spitz sind. Die Doppelbrechung ist hoch ($\omega = 2{,}402$, $\varepsilon = 2{,}304$ für rotes Licht). Als Polarisationsfarbe tritt Weiß höherer Ordnung auf. Der optische Charakter ist negativ. Die Querschnitte der recht häufigen Einzelkristalle sind meist achteckig bzw. viereckig mit abgestumpften Kanten, die Längsschnitte kurzsäulig oder pyramidal. Neben ziemlich vollkommener Spaltung nach einer spitzen Pyramide beobachtet man Spuren einer basischen Spaltbarkeit.

Wulfenit ist molybdänsaures Blei ($PbMoO_4$). Die Phosphorsalzperle färbt er im Reduktionsfeuer dunkelgrün. Er löst sich in Kalilauge, Natronlauge, Salpetersäure, Schwefelsäure und Salzsäure, in letzterer unter Bildung von Chlorblei.

Härte 3. Spez. Gew. 6,7.

VESUVIAN

Der Vesuvian gehört zum Mineralbestand gewisser Kontaktlagerstätten. Er erscheint im Dünnschliff farblos oder höchstens ganz blaß grünlich oder rötlich gefärbt, nur der kupferhaltige, sehr seltene Zyprin ist deutlich blau. Der mittlere Brechungsindex ist hoch (um 1,72), das Relief also recht markant, die Doppelbrechung jedoch äußerst niedrig, so daß als Polarisationsfarbe nur das Blaugrau niedrigster Ordnung auftritt. Sehr oft wechselt die Höhe der Doppelbrechung eines Kristallquerschnittes in zonal angeordneten Streifen, und die Untersuchung mit dem Gipsblättchen zeigt, daß sich die einzelnen Streifen teils positiv teils negativ verhalten. Im allgemeinen herrscht der negative Charakter vor. Manche Vesuviane sind auch normalerweise zweiachsig, zeigen also ein Öffnen des stets nur sehr verwaschenen Interferenzkreuzes. Die Form der Längsschnitte ist bald kurz bald lang prismatisch mit stumpfpyramidaler Endigung, die Querschnitte sind quadratisch mit abgestumpften Ecken. Spaltbarkeit fehlt fast ganz oder ist nur sehr undeutlich. (Hierin liegt der Unterschied gegen den sonst ähnlichen, aber deutlich nach der Basis spaltenden Zoisit.)

Der Vesuvian ist ein ziemlich verwickeltes Kalzium-Aluminiumsilikat ($Ca_6Al_2(SiO_4)_5 AlOH$). Er schmilzt leicht und wird dann von Salzsäure unter Gelatinierung gelöst, ungeschmolzen ist er von Säuren unangreifbar. — Härte 6,5. Spez. Gew. 3,4.

SKAPOLITH

Die Skapolithe, die recht verschiedene chemische Zusammensetzung haben können, sind auch in ihren physikalischen Eigenschaften recht verschieden. Sie sind stets farblos, zeigen meist langsäuligen Habitus bei quadratischem Querschnitt, und eine feine prismatische sowie eine grobe basische Spaltbarkeit (Quergliederung der Säulchen). Sie umschließen oft große Mengen von Einschlüssen. Die Lichtbrechung ist stets nahe der des Kanadabalsams, im Mittel etwa 1,56, das Relief also wenig markant. Die Doppelbrechung ist sehr verschieden, je nachdem in der isomorphen Mischung das Marialithmolekül (Natrium-Aluminiumsilikat) oder das Mejonitmolekül (Kalzium-Aluminiumsilikat) vorwaltet. Die Differenz zwischen ordentlichem und außerordentlichem Strahl schwankt von 0,013 (gelblichgrau, d. h. wenig höher als Quarz) bis 0,036 lebhaft gelbgrün wie Olivin. Der Charakter der Doppelbrechung ist stets negativ.

Härte 5 bis 6. Spez. Gew. im Mittel 2,65.

III. MINERALIEN DES HEXAGONALEN SYSTEMS

GEDIEGEN WISMUT

Gediegen Wismut erscheint u. d. M. von hellgrauer Farbe, der Stich ins Rötliche, den man mit unbewaffnetem Auge bemerkt, tritt im Dünnschliff kaum in die Erscheinung. Spaltrisse sind nur spurenweise sichtbar, hingegen meist recht deutliche Schleifrillen. Wismut tritt sehr oft in rhomboedrischen, automorphen Kristallen von länglich polygonalem Querschnitt auf. Recht häufig sind dendritische Bildungen, die oft farnkrautartige Gestalten annehmen, deren einzelne Kristalle und Kristallendigungen aber gerundet und selbst tropfenförmig erscheinen. Meist findet man an den Wismutkristallen einen kleinen oder größeren Saum von schmutzig graubraun durchscheinendem, zwischen gekreuzten Nicols lebhaft bunt erscheinendem Wismutkarbonat. Ged. Wismut ist in Salpetersäure löslich, das Nitrat wird aus der Lösung durch Zusatz von viel Wasser ausgefällt. — Härte 2,5. Spez. Gew. 9,7.

GRAPHIT

Der Graphit erscheint u. d. M. im durchfallenden und fast stets auch im auffallenden Lichte mattschwarz, nur wenn einzelne Graphitflitterchen in einem Mineral des Dünnschliffes eingelagert sind, können sie unter Umständen metallisch eisengrau reflektieren. Die Umrisse der Graphitblättchen sind selten deutlich sechseckig, meist sind es nur Scheibchen, Flitterchen oder feinste Stäubchen, die sich zumal in Schiefergesteinen oft zu langen Flasern anhäufen.

Graphit ist reiner Kohlenstoff. Er ist unverbrennlich, wandelt sich aber mit chlorsaurem Kali und rauchender Salpetersäure in goldgelbe Blättchen von Graphitsäure um. Mit Säuren auf Platinblech geglüht, blähen sich manche Graphitblättchen wurmförmig auf (diese Varietät nannte Luzi „Graphitit"). Man muß unterscheiden zwischen echtem Graphit und kohliger Substanz oder Graphitoid. Letzterer verbrennt, auf Platinblech geglüht, mehr oder weniger leicht und ist niemals kristallin. Da Graphit und Graphitoid sowohl in Salzsäure als in Flußsäure unlöslich sind, kann man sie leicht aus kalkigen oder quarzitischen Gesteinen als Lösungsrückstand isolieren und dann ihre Natur bzw. Verbrennbarkeit feststellen. Graphitoid von sehr kohleartigem Charakter ist in Kalilauge unter teilweiser Braunfärbung derselben löslich.

Härte des Graphits 1 bis 2. Spez. Gew. 2,2.

MOLYBDÄNGLANZ

Molybdänglanz erscheint u. d. M. völlig undurchsichtig und von stahlgrauer Farbe, ganz ähnlich wie Bleiglanz. Die allerfeinsten Flitterchen sind bisweilen dunkelgrün durchscheinend. Die Oberfläche ist feinnarbig bis glatt und meist ziemlich zerkratzt. Auffälligerweise bemerkt man nichts von der so sehr vollkommenen Spaltbarkeit, da sich die Lamellen beim Schleifen umbiegen und sich der Schlifffläche parallel legen. Am Rande des Schliffes ist der Molybdänglanz meist in kleine Blättchen aufgelöst. Der Bruch erinnert also hier im Querschnitt an splittriges Holz. Die Individuen zeigen Querschnitte von langrechteckiger, oft unregelmäßig zugespitzter oder kurz ausgefaserter Begrenzung.

Molybdänglanz ist Molybdänsulfid (MoS_2). Salpetersäure zersetzt ihn unter Abscheidung weißer pulverförmiger Molybdänsäure, mit Borax und etwas Salpeter gibt er im Reduktionsfeuer eine dunkelbraune Perle. Mit Ätzkali löst er sich nach etwas längerem Schmelzen ganz plötzlich und gibt eine blaßgelbe, nach dem Erkalten lebhaft flammrote Schmelze (vgl. ferner Mikrochemische Reaktionen unter Molybdän).

Härte 1,5. Spez. Gew. 4,8.

WURTZIT

Wurtzit ist die hexagonale Modifikation der Zinkblende (ZnS). Er unterscheidet sich im gewöhnlichen Licht kaum von dem regulären Mineral, nur erkennt man die prismatisch stenglige Form der Individuen, die oft nicht streng parallel, sondern etwas federbartartig angeordnet sind (Příbram). Die Spaltflächen zeigen oft metallisch glänzende, graue Beläge. Zwischen gekreuzten Nicols gibt der Wurtzit lebhafte Polarisationsfarben, die sich aber nur durch ein feines Spintillieren geltend machen, da dies „Weiß höherer Ordnung“ von der stets recht tiefbraunen Eigenfarbe des Minerals überdeckt wird. Die Auslöschung der Prismen ist gerade, der optische Charakter negativ. Mikrochemisch unterscheidet sich der Wurtzit von der Zinkblende dadurch, daß er schon in kalter, konzentrierter Salzsäure leicht löslich ist.

Härte 3,5 bis 4. Spez. Gew. 4,0.

ROTNICKELKIES

Die Farbe des Rotnickelkieses ist u. d. M. mehr rotbraun als eigentlich kupferrot. Die Oberfläche ist grobnarbig mit deutlichen

Schleifrillen. Die Spaltbarkeit nach dem Prisma wird im Schliff nicht sichtbar.

Rotnickelkies ist Nickelarsenür (NiAs). In Salpetersäure ist er mit grüner Farbe löslich.

Härte 5,5. Spez. Gew. 7,5.

MAGNETKIES

Magnetkies unterscheidet sich in seiner Farbe im Dünnschliff nur sehr wenig vom Pyrit, er ist nur um ein wenig bräunlicher. Wie der Pyrit zeigt er keine Rillen und Spaltrisse, doch ist die Oberfläche wesentlich grobnarbiger. Er bildet meist keine eigenen Kristallformen, sondern plumpe Massen, deren Umrisse sich nur dort feiner gliedern, wo er in fremde Mineralien auf deren Spaltrissen eindringt. Kleine Splitter erkennt man am besten an ihrem Magnetismus, der allerdings in ungeglühtem Zustand recht gering ist. Magnetkies ist einfach Schwefeleisen mit geringem Schwefelüberschuß (Fe_nS_{n+1}). Er wird von Salzsäure leicht gelöst unter Bildung von Schwefelwasserstoff, den man durch ein mit Bleiazetat getränktes Filtrierpapierstreifchen nachweisen kann. Härte 4,0. Spez. Gew. 4,6.

Von besonderer lagerstättenkundlicher Bedeutung ist der nickelhaltige Magnetkies. Genaue Forschungen haben ergeben, daß dieser eine Mischung von reinem Magnetkies mit Pentlandit ist. In polierten Schliffen hebt sich letzterer durch seine glattere Oberfläche und seine z. T. deutlich sichtbare Spaltbarkeit heraus. Bei kurzem Eintauchen in Salzsäure ($1\,HCl + 1\,H_2O$) wird Magnetkies wesentlich stärker angegriffen als Pentlandit. Leo ist es gelungen, durch Einwirkung von Bromlauge auf dem Pentlandit andere Anlauffarben zu erzeugen wie auf dem Magnetkies und dadurch die innige Verwachsung der beiden Mineralien vorzüglich sichtbar zu machen. Bei längerer Einwirkung löst und oxydiert die Bromlauge den Magnetkies und läßt lockere, abspülbare Eisenoxydflocken zurück.

ZINNOBER

Zinnober wird im Dünnschliff meist nur wenig durchsichtig. Erst nach Einschaltung der Kondensorlinse tritt die Durchsichtigkeit hervor, doch ist die Reflexionsfarbe sehr grellrot, wodurch sich der Zinnober leicht von den metallisch rötlichgrau reflektierenden Rotkupfererzen und Rotgiltigerzen unterscheidet. Die Oberfläche ist glatt bis feinnarbig. Die prismatische Spaltbarkeit

ist nur gelegentlich angedeutet. Die Lichtbrechung ist bedeutend ($\omega = 2{,}854$ $\varepsilon = 3{,}201$). Die Polarisationsfarben sind entsprechend der hohen (positiven) Doppelbrechung bunt, werden aber durch die intensive Eigenfarbe fast ganz verdeckt.

Die Formen des Zinnobers sind im Dünnschliff meist allotriomorph. Das Mineral dringt auf den Spältchen und Zwischenräumen wurzelförmig in die umgebende Gesteinsmasse hinein. Auch das sog. Ziegelerz ist eine feine mikroskopische Durchtrümerung feinkörniger Quarz- und Karbonatmassen von feinsten Zinnoberäderchen. Im bitumenhaltigen sog. Lebererz findet man zerfressene Pyritkörnchen ziemlich grob eingestreut. Oft erweist sich der Zinnober als deutlich auf die Pyrite aufzementiert.

Zinnober ist Quecksilbersulfid (HgS). In Salzsäure, Salpetersäure und Kalilauge unlöslich, wird er nur von Königswasser angegriffen. Die Lösung gibt mit wenig Jodkalium gelbrote Kriställchen von Kaliumquecksilberjodid. Im Glasröhrchen erhitzt, zerfällt Zinnober zu metallischem Quecksilber und schwefliger Säure und sublimiert z. T., ohne sich zu zersetzen. Mit Salzsäure befeuchtet, gibt er auf Kupferblech einen silberweißen Amalgamfleck, das Amalgam zeigt bisweilen u. d. M. scharfe oktaedrische Kristallformen.

Härte 2,5. Spez. Gew. 81.

ROTGILTIGERZ

Rotgiltigerz erscheint im reflektierten Licht rein metallisch bleigrau mit sehr vielen deutlichen Schleifrillen und unregelmäßigen, oft gebogenen Spaltrissen. Im durchfallenden Licht wird lichtes Rotgiltigerz auch ohne Einschaltung des Kondensors, dunkles Rotgiltigerz nur mit Kondensorlinse tief purpurrot durchsichtig. Die Polarisationsfarben werden durch die Eigenfarbe völlig verdeckt. Die Lichtbrechung und die Doppelbrechung sind bedeutend ($\omega = 3{,}084$ $\varepsilon = 2{,}881$ für Pyrargyrit, $\omega = 2{,}979$ $\varepsilon = 2{,}711$ für Proustit). Der optische Charakter ist negativ. Der Pleochroismus ist kaum merklich. Automorphe Kristalle des hexagonalen Systems von kurzprismatischem Habitus und meist sechsseitigem Querschnitt findet man u. d. M. häufig, noch häufiger aber unregelmäßige Gruppen solcher Kristalle.

Rotgiltigerz ist sulfantimonsaures (Pyrargyrit) oder sulfarsensaures (Proustit) Silber $Ag_3(Sb, As)S_3$. Es löst sich leicht in Salpetersäure. Mit Kalilauge kann man Schwefelantimon bzw. Schwefel-

arsen ausziehen, welches durch Säuren als dunkelgelber bzw. hellgelber Niederschlag wieder ausgefällt wird. Kleine Splitter schmelzen an der Lichtflamme.

EISENGLANZ

Eisenglanz (Specularit) zeigt stahlgrau metallische Farben, feinnarbige Oberfläche und keine deutliche Spaltbarkeit, aber doch im Querschnitt einen parallel der Basis gestreckten striemigen Aufbau. In größeren Partien ist er undurchsichtig. Nur die feinsten Blättchen am Rande des Schliffes oder die Einschlüsse in fremden Mineralien sind blutrot, in feinsten Lamellen auch gelbrot durchsichtig. Die Form der einzelnen Individuen ist dicktaflig, im Querschnitt leistenförmig und oft an den Enden grob ausgefranst. Wo er sekundär aus Pyrit entstanden ist, bildet er auch isodiametrische feinzackig gerandete Körner. Eisenglanz ist reines Eisenoxyd Fe_2O_3. Er löst sich nur schwer in Salzsäure, wesentlich schwerer als Magnetit.

Härte 6. Spez. Gew. 5,2.

TITANEISENERZ

Titaneisenerz (Ilmenit) bildet eisenschwarze, undurchsichtige Massen. In dünnen Täfelchen kann man jedoch nicht selten dunkel-

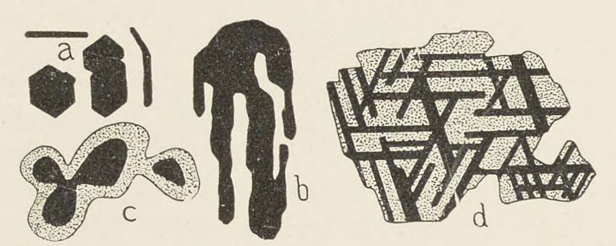


Fig. 12. Titaneisenerz.
a) normale Täfelchen c) mit Titanitsaum
b) „zerhackte“ Form d) mit Lamellensystem

rötlichbraune Durchsichtigkeit feststellen. Die Erzpartikelchen sind oft mit einem weißen Belag von kryptokristallinem Titanit, sog. Leukoxen, überzogen, und reflektieren dann bei Abblendung des Unterlichtes sehr lebhaft, nichtmetallisch graulichweiß. Oft kann man auch am Rande der Querschnitte diese weißliche, durchsichtige, lebhaft polarisierende Leukoxenrinde der Titaneisenerzkörner feststellen. Einzelkristalle bilden fast ausnahmslos sechsseitige Blättchen, die oft skeletthaft ausgebildet sind, und wie zerhackt

und zerschnitten aussehen. Sehr oft sind auch die weißlich belegten Basisflächen durch drei unter 60° sich schneidende Systeme von schwarzen Querschnitten quergestellter Lamellen durchzogen (Fig. 12). Titaneisenerz ist Eisentitanat ($FeTiO_3$) mit isomorpher Zumischung von Fe_2O_3. Es löst sich nur schwer in Salzsäure und Salpetersäure. Die salzsaure Lösung wird violett, wenn man sie mit einem Flitterchen Stanniol zum Kochen erhitzt. Vom Hufeisenmagneten wird das Erz nicht, vom Elektromagneten leicht angezogen.

Härte 5—6. Spez. Gew. 4,6—5,2.

ROTZINKERZ

Rotzinkerz erscheint u. d. M. grellgelbrot bis rötlich chromgelb durchsichtig. Pleochroismus ist nicht erkennbar. Die basische und prismatische Spaltbarkeit tritt sehr deutlich hervor, in Längsschnitten als zwei sich rechtwinklig kreuzende, in Querschnitten als drei unter 60° sich kreuzende Spaltensysteme. Die Polarisationsfarben (Querschnitte sind natürlich isotrop) werden von der Eigenfarbe ganz verdeckt, doch müssen sie ziemlich hoch sein, da das Gelb zwischen gekreuzten Nicols deutlich ins Grüne schillert. Die Umrisse der Körner sind meist unregelmäßig polygonal. Rotzinkerz ist Zinkoxyd (ZnO), stets mit Mangangehalt, der bis zu 8% steigt. Daher erhält man auch mit Borax oder Phosphorsalz oft eine Manganperle. In Säuren ist es löslich. Von der Zinkblende unterscheidet das Rotzinkerz u. d. M. die viel lebhaftere Farbe und die Anisotropie der Längsschnitte.

Härte 4. Spez. Gew. 5,5.

DIE RHOMBOEDRISCHEN KARBONATE

(Kalkspat, Dolomit, Magnesit, Braunspat, Eisenspat, Manganspat, Zinkspat.)

Alle rhomboedrischen Karbonate haben u. d. M. fast das gleiche Aussehen. Sie sind farblos durchsichtig, erscheinen infolge des sehr starken Reliefs meist etwas grau getrübt und weisen zwischen gekreuzten Nicols sehr bezeichnende Polarisationsfarben, das perlmutterartige, schillernde Weiß höherer Farbenordnung auf. Die rhomboedrische Spaltbarkeit tritt scharf hervor, das Achenbild ist auf allen ungefähr basischen Querschnitten (die niedere Polarisationsfarben zeigen) nach Einschaltung des Kondensors deutlich und mit mehreren Ringsystemen zu sehen. Sehr bezeichnend ist der polysynthetische Zwillingsbau, den man dadurch erkennt,

daß in der Dunkelstellung eines Individuums ein oder mehrere Systeme grell doppelbrechender Streifen den Querschnitt durchziehen (Fig. 13). Der Charakter der Doppelbrechung ist negativ.

Chemisch sind es wasserfreie Karbonate der Elemente Ca, Mg, Fe, Mn und Zn in den verschiedensten isomorphen Mischungen.

Die Härte schwankt zwischen 3 und 5.

Das spez. Gew. zwischen 2,6 und 4,5.

So leicht es im allgemeinen ist, die Karbonate als solche zu erkennen, so große Schwierigkeiten bietet die Unterscheidung der einzelnen Karbonatarten voneinander. Da sie eine isomorphe Reihe bilden und in den verschiedensten Mischungen auftreten, so sind alle ihre Eigenschaften nicht der Art, sondern nur dem Grade nach voneinander verschieden.

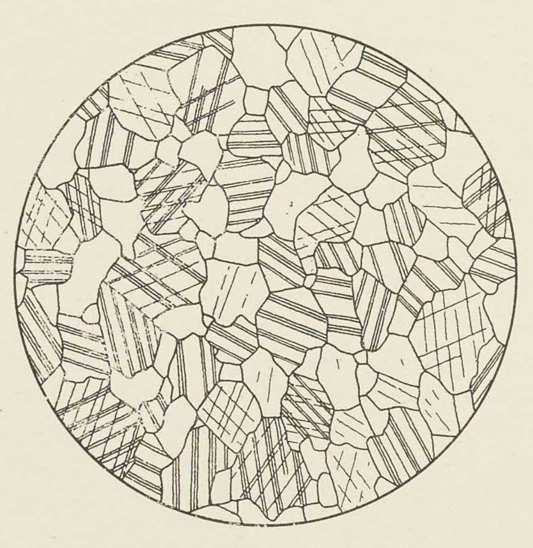


Fig. 13. Kalzitkörner mit Zwillingslamellen in Marmor. Vergr. 30mal.

Einigen Anhalt bietet die Zwillingsbildung. Am meisten neigt der Kalkspat zu lamellarem Zwillingsbau. Man hat nachweisen können, daß bei ihm die Zwillingsbildung erst während des Schleifens als Druckphänomen entstehen kann, viel mehr noch wird der geringste Gebirgsdruck eine allgemeine Zwillingslamellierung jedes einzelnen Individuums erzeugen. Zwillingslamellierung ist daher fast in jedem Komplex von Kalkspatindividuen zu beobachten und nur ausnahmsweise wird man solche in größerer Zahl ohne jede Zwillingslamellen antreffen. Wesentlich weniger neigt der Dolomit zur Zwillingsbildung, und am Magnesit und Siderit ist sie nur ausnahmsweise beobachtet worden. Je geringer daher die Zwillingsbildung ist, um so größer ist die Wahrscheinlichkeit, daß ein kalziumarmes Glied der isomorphen Gruppe vorliegt, ohne daß aus dieser Erscheinung irgendwelche Sicherheit über den chemischen Bestand des vorliegenden Karbonates ableitbar ist.

Auch die Stärke der Doppelbrechung ist bei den verschiedenen Karbonaten verschieden (vgl. die Tabelle).

	$\omega - \varepsilon$	=
Calcit	1,66 — 1,49	= 0,17
Dolomit	1,69 — 1,51	= 0,18
Magnesit	1,72 — 1,53	= 0,19
Eisenspat	1,87 — 1,63	= 0,24
Eisenmanganspat . . .	1,93 — 1,62	= 0,31

Bei allen ist sie überaus hoch. Man kann sie daher stets schon ohne Einschaltung des oberen Nicols dadurch erkennen, daß das Relief derjenigen Körner, die mit der Hauptachse parallel zur Schwingungsrichtung des unteren Nicols liegen, viel weniger hervortritt als das Relief derjenigen, deren Hauptachse senkrecht dazu steht. Blickt man auf ein regelloses Aggregat von Karbonatkörnern, so glaubt man zunächst oft zwei verschiedene Mineralarten von hoher und von niederer Lichtbrechung vor sich zu haben. Dreht man jedoch den Tisch um 90°, so vertauschen die einzelnen Individuen in dieser Beziehung ihre Rollen. Diese Erscheinung ist beim Eisenspat ($\omega - \varepsilon = 0{,}24$) viel auffallender als beim Calcit ($\omega - \varepsilon = 0{,}17$), Dolomit ($\omega - \varepsilon = 0{,}18$) und Magnesit ($\omega - \varepsilon = 0{,}19$). Beim Eisenmanganspat erreicht die Differenz sogar den enormen Wert 0,31.

Im Achsenbild macht sich die verschiedene Höhe der Doppelbrechung dadurch geltend, daß bei den eisenreicheren Gliedern die farbigen Ringe (bei gleichem Kondensor) viel enger aneinander liegen, doch kann dies nur für Schliffe gleicher Dicke gelten, da die Zahl der sichtbaren Ringe nicht nur mit der Doppelbrechung, sondern auch mit der Präparatdicke zunimmt.

In vielen Fällen muß man zu mikrochemischen Reaktionen seine Zuflucht nehmen. Man löst in der auf S. 23 angegebenen Weise ein Splitterchen des fraglichen Karbonates aus dem Schliff heraus und bringt es auf einen reinen Objektträger. Durch Aufpressen eines zweiten zerdrückt man das Körnchen zu feinem Pulver und bringt dann ein Tröpfchen verdünnte Salzsäure darauf. Kalkspat braust sofort lebhaft. Zinkspat und Dolomit erst nach gelindem Erwärmen. Eisenspat und Magnesit lösten sich nur langsam bei andauerndem Erhitzen, man muß daher hier mehrfach den Säuretropfen erneuern. Läßt man die Säure über der Lichtflamme eindampfen, so erhält man, falls Kalkspat vorliegt, eine eisblumenartig über die ganze Fläche sich ausbreitende Kristallhaut von Chlorkalzium, die beim Anhauchen schnell zu öliger Masse zerfließt

und nach dem abermaligen Eindampfen in gleicher Weise wieder erscheint. Liegt Zinkspat vor, so erhält man dichtgedrängte zarte farnkrautähnliche Gebilde von Chlorzink, die ebenfalls leicht zerfließen. Die anderen Karbonate geben meist nur spärliche Nädelchen am ehemaligen Tropfenrand. Bei nennenswertem Eisengehalt tritt eine gelbbraune Farbe des Tropfenrandes auf, bei Mangangehalt eine weniger deutliche, schwärzlichgrüne. Diese Färbungen kann man jedoch viel deutlicher machen, wenn man einen neuen Tropfen verdünnter Salzsäure aufgibt, und dann das Deckglas mit dem nach unten hängenden Tropfen über die Öffnung einer Flasche mit Ammoniak legt. Es bildet sich ein zarter, abwärts fallender Strahl von weißem Salmiaknebel, und wenn man den Tropfen nach Aufhören dieser Erscheinung eindampft, kann man die Farbe des ausgefällten Eisens oder Mangans als intensive Färbung der Kristallhaut von Chlorammonium leicht erkennen. Übrigens gibt Zinkspat, auf Weißglut erhitzt, dicke, weiße Dämpfe von Zinkoxyd.

Eine einfache Methode, um Kalkspat, Dolomit und Magnesit voneinander zu unterscheiden, besteht darin, daß man einen Splitter in eine konzentrierte Lösung von Eisenchlorid legt. Kalkspat scheidet nach einer Minute an seiner Oberfläche eine dicke Haut von Eisenoxyd ab, Dolomit nur eine ganz geringe, Magnesit fast gar keine.

Will man in einem Gemisch von Kalkspat- und Dolomitkörnern die beiden Mineralien kenntlich machen, so breitet man die S. 32 erwähnte Chloraluminiumlösung auf den Schliff. Nach 5 bis 10 Minuten spült man vorsichtig mit Wasser ab. Es hat sich dann auf dem Kalkspat eine blaugefärbte Schicht von Aluminiumhydroxyd niedergeschlagen, der Dolomit ist unverändert geblieben.[1])

In bezug auf die Aggregationsformen ist noch zu erwähnen, daß der Kalkspat meist isodiametrische, fest verwachsene Aggregate bildet, sowohl in den Gängen als dort, wo er als Gestein (Marmor) auftritt. Nach Vogt haben die kontaktmetamorphen Marmore im allgemeinen einfache Umrißformen der Kalkspatindividuen, die regionalmetamorphen außerordentlich unregelmäßige, verzahnte, doch trifft diese Regel wohl nicht in allen Fällen zu. Daneben kommt der Kalkspat oft als Kalksinterbildung in feinstrahligen, im großen lagenförmigen Bildungen vor, und ist in diesen Fällen oft schwer vom Aragonit (s. d.) zu unterscheiden. Der Plumbokalzit

1) Eine andere Anfärbemethode, bei der sich der Dolomit vermöge seines Eisengehaltes mit Salzsäure und Ferrizyankali blau färbt, gibt Heeger an: Centralbl. f. Min. usw. 1913, S. 44.

unterscheidet sich vom Kalzit nur durch ein starkes Vorwalten der auch beim Kalkspat häufigen undulösen Auslöschung.[1]) Magnesit, Braunspat und Eisenspat kommen öfter in Chlorit- und Serizitschiefern in idioblastischen, ringsum ausgebildeten Kristallen der Grundrhomboederform vor. Der Zinkspat ist im normalen Galmei vom Kalkspat optisch nicht zu unterscheiden. Auffallend ist nur die rundliche Form der Körner und der Mangel der Zwillingsbildung. Die feintraubigen und nierförmigen Massen sind vielleicht ursprünglich als Hydrozinkit auskristallisiert und nach diesem Mineral pseudomorph. Sie sind oft von Limonitstaub stark durchsetzt und bisweilen zeigt dieser Limonitstaub strahlige Anordnung, obwohl das Mineral selbst aus polygonalen Individuen besteht, deren Grenzen in keinerlei Beziehung mehr zu der ehemaligen, durch die Limoniteinstäubung noch sichtbaren Radialstruktur stehen. Mit Ätzkali geschmolzen zerfällt der Zinkspat nach längerem Erhitzen plötzlich zu weißem (bei Mangangehalt grünlichem) voluminösem Pulver.

HYDROZINKIT

Hydrozinkit, der dem unbewaffneten Auge als eine amorphe kreideähnliche Masse erscheint, zeigt u. d. M. zwischen gekreuzten Nicols bei feinfaserigem Bau lebhaft bunte, an Serizit erinnernde Polarisationsfarben. Sehr oft sind die Aggregate konzentrisch schalig-strahlig, wie wir dies vom Aragonitsinter zu sehen gewöhnt sind. Bisweilen sind die einzelnen Strahlenbüschel auch tutenmergelähnlich ineinander gesteckt. Die nierförmig traubigen Massen zeigen zwischen Nicols ein festes Kreuz, allerdings meist stark verzerrt, da sich die Formen der einzelnen Knollen sehr von der Kugelform entfernen. Bei Einschaltung eines Gipsblättchens kann man feststellen, daß die Längsrichtung der Fasern der Richtung größter optischer Elastizität entspricht.

Hydrozinkit ist basisches, wasserhaltiges Zinkkarbonat ($ZnCO_3 \cdot 2Zn(OH)_2$). Er braust sehr heftig auch mit stark verdünnten Säuren. — Härte 1. Spez. Gew. 3,7.

ALUNIT

Alunit ist ein hexagonales glimmerähnliches Mineral, farblos, von geringer Lichtbrechung und starker Doppelbrechung ($\omega = 1,572$ $\varepsilon = 1,592$). Die Polarisationsfarben sind wesentlich höher als die des Kaolins, aber wesentlich niedriger als die des Serizits und

1) Näheres hierzu siehe unter Quarz, S. 65.

Muskovits. Von letzterem Mineral unterscheidet den Alunit auch der positive Charakter der Doppelbrechung. Die Hauptachse ist also Achse kleinster, die Längsrichtung der Querschnitte Achse größter Elastizität. In den Nebengesteinen der Erzlagerstätten bildet er oft ein charakteristisches Produkt der Thermalmetamorphose, und entsteht sowohl bei der eigentlichen Alunitisierung als auch als Nebenprodukt bei gewissen Formen der Propylitisierung.

Alunit ist ein wasserhaltiges Kalium-Aluminiumsulfat von der Formel $K(AlO_2H_2)_3(SO_4)_2$. Mit Kobaltsolution geglüht wird er intensiv blau. Er ist in Schwefelsäure und Kalilauge langsam, in Salzsäure nicht löslich. Nach dem Glühen kann man mit Wasser aus ihm Alaun ausziehen und durch Eintrocknen des Tropfens sichtbar machen.

Härte 3,5. Spez. Gew. 2,7.

PYROMORPHIT

Pyromorphit (Grünbleierz) erscheint im Dünnschliff nur ganz hellgrün oder grau mit einem Stich ins Grünliche. Die Querschnitte sind sechseckig und zeigen bisweilen zonar angeordnete Einstäubungen von Limonit. Die Längsschnitte sind langrechteckig, oft von schilfig-strahligem Bau, jedoch ohne Spaltbarkeit. Die Lichtbrechung ist hoch, das Relief sehr markant. Die Polarisationsfarben sind ziemlich lebhaft (Gelbrot erster Ordnung). Die Doppelbrechung ist negativ ($\omega = 2{,}061$ $\varepsilon = 2{,}049$). Optische Anomalien im Sinne der Zweiachsigkeit sind namentlich in den äußeren Teilen der Kristalle häufig, sie beruhen vielleicht auf einer Beimischung von Mimetesit.

Pyromorphit ist Blei-Chloro-Phosphat $[Pb_5Cl(PO_4)_3]$. Er löst sich in Salpetersäure, und wenn er keinen Kalkgehalt hat, auch in Kalilauge. Bekannt ist seine Eigenschaft, nach dem Schmelzen in polyedrischer Form zu erstarren (daher der Name).

Mit einer Lösung von 10 % HNO_3 und 2 % $AgNO_3$ trübt er sich durch Niederschlag von AgCl, den man durch Pyrogallol schwarz „anfärben" und dadurch die Pyromorphitpartikel im Schliff sichtbar machen kann.

Härte 4. Spez. Gew. 7.

APATIT

Apatit erscheint u. d. M. farblos und von ganz glatter Oberfläche. In den Apatiten der Eruptivgesteine, die meist langsäulen-

förmigen Habitus aufweisen, findet man nicht selten in der Längsachse einen feinen, mit dunkler Glasmasse erfüllten Kanal. Die Apatite der Apatiteisenerzlagerstätten bilden meist regellose, polygonale oder rundliche Körner. Die Doppelbrechung des Apatits ist sehr gering, die Polarisationsfarben zeigen daher nur ein dunkles Blaugrau, $\omega = 1,646$ $\varepsilon = 1,642$. Der optische Charakter ist negativ. Das Achsenbild der Basisschnitte ist sehr verschwommen, meist kaum zu erkennen.

Apatit ist Kalziumfluorphosphat, z. T. auch Kalziumchlorphosphat $[(FCl)Ca_5PO_4)_3]$. In Säuren ist er leicht löslich. Gegen die Verwitterung ist er sehr widerstandsfähig.

Härte 8. Spez. Gew. 3,2.

QUARZ

Der Quarz erscheint u. d. M. vollkommen farblos, ohne Spaltbarkeit und ohne wesentliches Relief. Überaus häufig ist er von kleinen, meist mit Libelle versehenen Flüssigkeitseinschlüssen durchsetzt. Die Polarisationsfarbe ist in guten Schliffen leuchtend hellgrau, in dicken Schliffen gelblichweiß bis strohgelb ($\omega = 1,544$ $\varepsilon = 1,533$). Sehr häufig ist zumal in den Quarzen dynamometamorpher Gesteine die sog. undulöse Auslöschung; sie besteht darin, daß die einzelnen Individuen beim Drehen des Objekttisches in der Dunkelstellung nicht über die ganze Schnittfläche gleichzeitig, sondern an einem Ende etwas eher auslöschen als am andern, so daß beim Drehen eine „Dunkelheitswelle“ über das Quarzkorn hinwegzufluten scheint. Der Charakter der Doppelbrechung ist positiv. Das Achsenbild ist undeutlich und verwaschen und zeigt meist nur einen Ring. Die Form der Aggregate ist teils isodiametrisch körnig, oft aber auch strahlig, selten faserig in der Richtung der Hauptachse. Zonarstruktur ist nur bei den Kappenquarzen durch kleinste, parallel den Pyramidenflächen gelagerte Fremdkörperchen sichtbar. Als Prasem bezeichnet man einen von feinen Strahlsteinnädelchen durchsetzten Quarz.

Quarz ist bekanntlich reine Kieselsäure (SiO_2) und wird nur von Fluorwasserstoff langsam gelöst.

Härte 7. Spez. Gew. 2,65.

Chalcedon ist eine besonders in den oberen Teufen der Lagerstätten häufige Abart der Kieselsäure, die nur in konzentrisch faserigen oder parallelfaserigen, selten auch in kryptokristallin wirr-

faserigen Massen auftritt. Vom Faserquarz unterscheidet sich der Chalcedon dadurch, daß er optisch negativ, die Längsrichtung der Individuen- also Achse größter Elastizität ist. Höchst feinfaserige, chalcedonartige, aber optisch positive Kieselsäure bezeichnet man wohl auch als Quarzin.

WILLEMIT

Willemit erscheint farblos durchsichtig von sehr markantem Relief. Die Doppelbrechung ist mittelhoch und erzeugt die bunten Farben um das Rot erster Ordnung. Der optische Charakter ist positiv. Die meist säuligen Kriställchen zeigen eine grobe Querabsonderung und oft eine schilfartige Längsstreifung. Das Mineral erscheint auch in Aggregaten isodiametrischer, länglicher Körner, zwischen denen man bisweilen auch sechsseitig isotrope Querschnitte bemerkt. Dazwischen finden sich Gruppen schlanker, von Limonit durchstäubter Prismen (Altenberg bei Aachen).

Willemit ist Zinkorthosilikat (Zn_2SiO_4). Sein chemisches Verhalten ist dasselbe wie das des Kalamins, doch gibt er beim Erhitzen kein Wasser ab.

Härte 5,5. Spez. Gew. 4,0.

TURMALIN

Turmalin erscheint u. d. M. stets gefärbt, teils braun, teils graugrün, besonders gern aber blaugrau. Stets ist er deutlich pleochroitisch, und zwar erscheint die hellere Farbe dann, wenn die Längsachse parallel der Schwingungsrichtung des Polarisators steht. Spaltbarkeit fehlt, doch findet man vielfach regellose Sprünge und bei schlank säulenförmigem Bau auch eine Quergliederung der Säulchen. Die Querschnitte der prismatischen Kristalle sind meist nicht regelmäßig sechseckig, sondern ditrigonal (dreieckig mit gebrochenen Seiten). Die Lichtbrechung ist mäßig, die Doppelbrechung ist hoch, $\omega = 1{,}640$ $\varepsilon = 1{,}620$, doch werden die Polarisationsfarben meist von der Eigenfarbe stark verdeckt. Das Achsenbild der Basisschnitte ist scharf, der Charakter der Doppelbrechung negativ.

Turmalin ist ein kompliziertes Eisenaluminiumsilikat mit Gehalt an Fluor, Bor und OH und von sehr wechselnder Zusammensetzung. Von Säuren ist er nicht angreifbar.

Härte 7. Spez. Gew. 3,1.

MINERALIEN DES RHOMBISCHEN SYSTEMS

KUPFERGLANZ

Kupferglanz (Chalkosin) erscheint u. d. M. dunkelbleigrau mit undeutlicher Spaltbarkeit und deutlichen vereinzelten Schleifrillen. Ringsum ausgebildete Kristalle sind in Dünnschliffen sehr selten, meist bildet das Mineral allotriomorphe, wenig verzweigte Nester und Klümpchen. Oft ist es auch deutlich auf Pyrit oder primären Kupferkies aufzementiert, wie es denn überhaupt meist in der Zementationszone auftritt. Zwillingsbildungen finden sich nur an den in Hohlräumen freistehend aufgewachsenen Kristallen.

Kupferglanz ist Cuprosulfid (Cu_2S). Mit Salzsäure befeuchtet erzeugt er eine intensiv blaugrüne Flammenfärbung. Von Salpetersäure wird er unter Abscheidung von Schwefel gelöst. Mit Borax und Phosphorsalz gibt er eine Kupferperle (heiß grün, kalt blau, im Reduktionsfeuer undurchsichtig braunrot).

Härte 2,5. Spez. Gew. 5,6.

In der Zementationszone der Kupferlagerstätten findet sich bisweilen auch Kupferindig, meist mit mulmigem Kupferglanz gemengt. Solche Gemenge erscheinen intensiv stahlblau, halbmetallisch glänzend und zeigen infolge ihrer Sprödigkeit sehr markante Schleifrillen.

ANTIMONGLANZ

Antimonglanz (Antimonit) erscheint u. d. M. stahlgrau, etwa von der Farbe des Bleiglanzes, jedoch etwas blauer (stahlartiger). Die Spaltbarkeit tritt nicht in allen Durchschnitten deutlich hervor. Er bildet sehr gern wohlausgebildete Kristalle mit breit leistenförmigen, oft sehr langen, selten aber sehr feinen (nadelartigen) Längsschnitten. An dichtem Antimonglanz (z. B. von Magurka) erkennt man die prismatische Struktur nur dort, wo er gegen Quarz grenzt, weil dann die Säulchen, aus denen die Antimonglanzmasse sich aufbaut, ein Stück in die Gangart hineinspießen. Am Rande des Schliffes ist der säulige Bau in den dort liegenden Bruchsplitterchen nur ganz undeutlich zu erkennen.

Antimonglanz ist Antimonsulfid [Sb_2S_3]. Er löst sich in konzentrierter Salzsäure und in Salpetersäure. In Kalilauge färbt er sich gelb, später rot und wird dann gelöst, mit Salzsäure entsteht ein tiefroter Niederschlag. Auf einem Glimmerblättchen über der Kerzenflamme erhitzt schmilzt er sofort und entwickelt dabei ein

feines Wölkchen und einen ringförmigen Beschlag von weißem Antimonrauch. In Lösungen gibt er die mikrochemischen Antimonreaktionen s. S. 26.

Härte 2. Spez. Gew. 4,5.

WISMUTGLANZ

Wismutglanz (Bismutin) erscheint u. d. M. hellbleigrau mit narbiger Oberfläche und wenig deutlicher Spaltbarkeit. Der Randbruch des Schliffes zeigt oft Andeutungen von Faserbau. Die Umrisse sind automorph, langrechteckig.

Wismutglanz ist Wismutsulfid (Bi_2S_3). Er löst sich leicht in Salpetersäure und die Lösung gibt mit Cäsiumchlorid und etwas Jodkalium die mikrochemische Wismutreaktion.

Härte 2. Spez. Gew. 6,5.

ARSENKIES UND ARSENIKALKIES

Arsenkies (Arsenopyrit) und Arsenikalkies (Löllingit) erscheinen u. d. M. graulichweiß, Arsenikalkies meist etwas heller. Die Oberfläche beider ist narbig, die des Arsenikalkieses etwas grobnarbiger. Spaltbarkeiten sind in beiden ziemlich deutlich zu sehen, sie kann in günstigen Schnitten so weit gehen, daß man beim Drehen des Tisches durch das verschiedene Aufhellen die Grenzen der einzelnen Individuen gegeneinander bestimmen kann. Die basische Spaltbarkeit des Arsenikalkieses ist leichter sichtbar als die prismatische des Arsenkieses. Die Formen der Querschnitte sind meist spitzrhombisch oder spitz sechseckig.

Arsenkies ist Eisensulfarsenid [$FeAsS$]. Arsenikalkies ist Eisenarsenid [$FeAs_2$]. Beide sind in Salpetersäure löslich und geben auf Kohle geschmolzen eine braune magnetische Kugel. Im zugeschmolzenen Glasrohr gibt Arsenkies ein braunrotes Sublimat von Schwefelarsen, Arsenikalkies ein metallglänzendes von reinem Arsen. Aus L e m b e r g s „Silberlösung" (Silbersulfat mit Schwefelsäure) scheidet der Arsenikalkies rasch metallisches Silber ab, der Arsenkies läuft nur langsam beim Erwärmen an.

Härte 5,5. Spez. Gew.: Arsenkies 6,1, Arsenikalkies 7,2.

MARKASIT

Markasit (Strahlkies) erscheint u. d. M. graulichgelb, die als Wasserkies bezeichnete Abart gelblichbraun. Er ist stets von feinstrahliger Struktur, die sich durch feine Maserung, und von schaligem

Aufbau, der sich durch Abwechslung mehr grauer und mehr gelber Querstreifen kenntlich macht. Einzelkristalle sind stets spießig und liegen dann zu regellosen Gruppen gehäuft. Die Oberfläche ist feinnarbig und im Gegensatz zum Pyrit oft recht zerkratzt. Die prismatische Spaltbarkeit ist meist submikroskopisch, sie bedingt beim Drehen des Objekttisches ein unbestimmtes Aufleuchten, ohne daß man die einzelnen Spaltrisse erkennt. Der Bruchrand verrät nichts vom faserigen Aufbau. Nach Lindgren bildet der Markasit von de Lamar, Idaho u. d. M. dendritische Kristallgruppen.

Markasit hat dieselbe Zusammensetzung wie der Schwefelkies [FeS_2] und dementsprechend auch dasselbe chemische Verhalten, doch verwittert er leichter als dieser. Mit 3 % Silbernitratlösung gekocht läuft er tombackbraun, dann rot, dann blau an, während Pyrit sich bei dieser Behandlung nur wenig bräunlich färbt. Auch ist die Bildung braunroter Hepar beim Schmelzen mit Ätzkali viel lebhafter als die des Schwefelkieses.

Härte 6. Spez. Gew. 4,7.

Melnikowit ist ein ursprünglich kolloidales Eisenbisulfid, meist jedoch ist es schon kryptokristallin geworden. Seine Farbe u. d. M. ist fast rein grau, da es stets mit organischen Stoffen gemengt ist. Die Form der Aggregate ist die winziger traubiger Knötchen. Melnikowit löst sich in warmer verdünnter oder kalter konzentrierter Salzsäure. Mit heißer Kalilauge und Bromwasser oxydiert er sich schnell. Oft bildet sich sogar schon beim Kochen mit Wasser Eisenoxyd, da sich das Bisulfid in Schwefel und Monosulfid spaltet, und dieses sich sofort oxydiert.

Härte 2,5. Spez. Gew. 4,2.

JAMESONIT

Jamesonit erscheint u. d. M. bleigrau in langsäulenförmigen bis nadligen Kristallen mit unregelmäßigem Querschnitt. Die größeren Kristalle sind meist von einem Gefolge ungefähr parallel gelagerter kleinster Nädelchen umschwärmt. Spaltbarkeit bzw. Aufhellung ist auf dem Längsbruch sehr deutlich, auf dem Querbruch gar nicht zu sehen. Der Randbruch und der Bruch kleinster Körnchen ist deutlich faserig.

Jamesonit ist Bleisulfantimoniat [$Pb_2Sb_2S_5$]. Mit Salzsäure erhitzt, zersetzt er sich unter Ausscheidung von Chlorblei. Der

Rest gibt Antimonreaktion. An der Lichtflamme schmilzt er unter Abgabe von Antimondämpfen.

Härte 2. Spez. Gew. 5,6.

BOURNONIT

Bournonit erscheint u. d. M. dunkelbleigrau mit grobnarbiger Oberfläche und ohne Spaltbarkeit. Er bildet fast stets als jüngste Bildung und Zementationserz allotriomorphe Zwickelfüllungen zwischen den älteren Gemengteilen. Besonders gern ist er mit Kupferkies vergesellschaftet. Bournonit ist Blei-Kupfer-Sulfantimoniat [$3(PbCu_2)S\ Sb_2S_3$]. Bringt man ein Splitterchen Bournonit in einen Tropfen erwärmte rauchende Salpetersäure, so zerfällt er sofort unter lebhaftem Aufbrausen zu einer voluminösen weißen Masse von Antimonoxyd mit gelblichen Flecken ausgeschiedenen Schwefels. Nach dem Eintrocknen färbt sich die Masse durch Auskristallisation des entstehenden Kupfernitrats bläulichgrün.

Härte 3. Spez. Gew. 5,8.

ENARGIT

Enargit erscheint u. d. M. etwas dunkler als Bleiglanz. Die Spaltbarkeit deutet sich durch unbestimmtes Aufleuchten einzelner Flecken beim Drehen des Objekttisches an. Die Oberfläche ist feinnarbig bis glatt und zeigt ziemlich deutliche Schleifrillen, der Bruchrand ist zackig. Die seltenen automorphen Kristalle haben länglich sechseckige oder länglich achteckige Querschnitte.

Enargit ist Kupfersulfarseniat [Cu_3AsS_4]. Mit Borax und Phosphorsalz gibt er, besonders nach vorherigem Glühen oder Schmelzen, eine Kupferperle. Kalilauge zieht aus ihm unter Gelbfärbung der Lösung Schwefelarsen aus.

Härte 3. Spez. Gew. 4,4.

GOETHIT

Goethit ist ein nicht sehr häufiges Eisenerz. Es wird u. d. M. gelbrot, braunrot oder rubinrot durchsichtig, zeigt hohe Lichtbrechung und starke, stets negative Doppelbrechung. Die Achsenebene für rotes Licht steht senkrecht auf der für grünes. Goethit hat einen merklichen Pleochroismus: a) gelbbraun, b) hellbraun, c) orangegelb. Er findet sich in Nadeln und Blättchen und ist in letzterer Form von dem ihm auch chemisch verwandten Eisenglanz nicht immer zu unterscheiden.

Schwach wasserhaltiges Eisenoxyd (FeO·OH), gibt er im Kolben wenig Wasser und löst sich leicht in Säuren.

Härte 5. Spez. Gew. 4,4.

ROTEISENERZ

Roteisenerz (Hämatit) erscheint in der Varietät des roten Glaskopfes u. d. M. genau wie Brauneisenerz, nur wesentlich dunkler (dunkelbraunrot) und wesentlich weniger durchscheinend. Staubförmig findet sich der Hämatit viel seltener als der Limonit, doch bildet er oft in strukturloser, undurchsichtiger Masse Pseudomorphosen nach Pyrit, die als solche durch ihre Würfelform und oft durch einen zentralen Rest von Schwefelkies zu erkennen sind.

Roteisenerz ist Eisenoxyd [Fe_2O_3]. Es wird von Säuren leicht gelöst, und gibt dann mit Ferrozyankalium Berliner Blau.

Härte 4,5. Spez. Gew. 4,7.

BRAUNEISENERZ

Brauneisenerz (Limonit) ist in fast allen Erzdünnschliffen in Spuren vorhanden, meist jedoch nur als ein schmutziggelber, flockiger Staub, der aus der Oxydation fast aller eisenhaltiger Mineralien hervorgehen kann. Das eigentliche Brauneisenerz (brauner Glaskopf) bildet tief rötlichbraune, konzentrisch strahlige bis konzentrisch faserige Aggregate von gerader Auslöschung, aber ohne merklichen Pleochroismus. Quer zur Strahlung zeigt sich ein schaliger Aufbau durch zonenweisen Wechsel hellerer und dunklerer Farben. Der Bruchrand ist stets sehr deutlich faserig.

Brauneisenerz ist Eisenhydroxyd [$2Fe_2O_3 + 3H_2O$]. Es löst sich schwer in Salzsäure, leicht in Salpetersäure. Beim Glühen wird es rot und im Reduktionsfeuer auf Kohle schwarz und magnetisch. Die salzsaure Lösung gibt mit Ferrozyankalium Berliner Blau.

Härte 5. Spez. Gew. 3,7.

MANGANIT

Manganit erscheint u. d. M. ziemlich helleisengrau in kurzfaserigen bis parallel büscheligen Aggregaten. Die vollkommene brachypinakoidale Spaltbarkeit macht sich beim Drehen des Objekttisches deutlich geltend. An dem Bruchrand des Schliffes erscheint er kurzfaserig, wie mulmiges Holz. Die Form der Kristalle ist langspießig mit linsenförmigen Querschnitten.

Manganit ist Manganhydroxyd [MnO(OH)], isomorph mit Goethit. In kalter konzentrierter Salzsäure löst er sich mit brauner Farbe, diese Färbung verschwindet beim Erwärmen. Mit Borax und Phosphorsalz entstehen amethystrote Manganperlen.

Härte 3,5. Spez. Gew. 4,3.

PYROLUSIT

Pyrolusit (Braunstein) erscheint u. d. M. dunkeleisengrau in langen, büscheligen. Aggregaten. Die vollkommene, prismatische Spaltbarkeit ist beim Drehen des Objekttisches sehr deutlich nachzuweisen. Die Form der Kristalle ist nadlig, die Querschnittformen sind, da immer Kristallbüschel vorliegen, sehr unregelmäßig. Übrigens erscheinen diese Querschnitte fast schwarz. Der Bruchrand des Schliffes ist langsplittrig.

Pyrolusit ist Mangansuperoxyd [MnO_2]. Die chemischen Reaktionen sind dieselben wie beim Manganit.

Härte 2. Spez. Gew. 4,8.

PSILOMELAN

Psilomelan (Hartmanganerz) erscheint u. d. M. eisenschwarz, fast matt. Die Oberfläche ist strukturlos, ohne Spaltbarkeit und von deutlichen Schleifrillen durchzogen. Der Randbruch ist glatt, bei starker Vergrößerung gewahrt man an ihm einzelne kurze, faserige Splitterchen.

Psilomelan ist eine wahrscheinlich z. T. durch Adsorption komplizierte Verbindung, die in der Hauptsache aus Mangansuperoxyd [MnO_2] besteht. Bei wesentlichem Baryumgehalt gibt die salzsaure Lösung mit Schwefelsäure einen weißen Niederschlag. Konzentrierte Schwefelsäure wird von dem Pulver rot gefärbt. Im übrigen zeigt Psilomelan dieselben Reaktionen wie Manganit.

Härte 6. Spez. Gew. 4,2.

WEISSBLEIERZ

Weißbleierz (Cerussit) erscheint u. d. M. farblos und von starkem Relief (mittlerer Brechungsexponent 2,076). Die Kristalle sind säulenförmig nach der Brachyachse, nur selten nach der Hauptachse gestreckt, sechsseitig. Oft findet man Durchkreuzungszwillinge nach dem Prisma, in denen sich die brachydomatischen Säulen unter $62^{0}\,46'$ durchkreuzen. Sehr häufig sind u. d. M. federbartartige Wachstumsformen, die auf diesem Zwillingsbau beruhen. Auch der

Umstand, daß manche Schnitte beim Drehen des Objekttisches gar nicht auslöschen, beruht auf der Überlagerung zweier Zwillingslamellen in der Schliffebene. Die prismatische Spaltbarkeit wird nur durch einzelne Risse angedeutet, in pinakoidalen Schnitten läuft sie parallel oder senkrecht zur Längsrichtung, in Basisschnitten erinnert sie an die Hornblendespaltbarkeit. Durch Parallellagerung vieler kleinen Säulchen entsteht oft ein schilfartiges Aussehen im Schliff. Die Polarisationsfarben sind hoch (weiß höherer Ordnung). Achsenebene ist das Brachypinakoid, spitze, negative Bisektrix die Hauptachse. Der Achsenwinkel beträgt nur 18°, in Basisschnitten erhält man also ein deutliches Achsenbild mit der Dispersion $\varrho > v$.

Weißbleierz ist Bleikarbonat [$PbCO_3$]. Geglüht färbt es sich gelb. In Salpetersäure löst es sich unter Aufbrausen, in Kalilauge ohne diese Begleiterscheinung. Fügt man der Salpetersäure vor dem Gebrauch Jodkalium zu und fällt das entstehende Kaliumnitrat durch Alkohol aus, so färbt diese Lösung das Erz intensiv gelb (Anfärbungsmethode).

Härte 3. Spez. Gew. 6,5.

ANGLESIT

Anglesit (Vitriolbleierz) erscheint u. d. M. in farblosen Durchschnitten flachprismatischer Kristalle. Die Längsschnitte zeigen stets zugespitzte Enden, die Querschnitte sind rhombenförmig oder länglich rechteckig. Bisweilen findet sich der Anglesit auch in körnigen, nichtkristallisierten Massen. Die Spaltbarkeit nach dem Brachypinakoid (quer über die Längsrichtung der Querschnitte) ist nicht sehr deutlich, noch undeutlicher die nach dem Makrodoma. Die Lichtbrechung ist recht hoch (im Mittel 1,875), das Relief also markant. Die Polarisationsfarben sind hoch. Achsenebene ist die Basis. Die Brachydiagonale ist spitze, positive Bisektrix, der Achsenwinkel sehr groß.

Anglesit ist Bleisulfat [$PbSO_4$]. In Salzsäure ist er schwer, in Kalilauge ist er leicht löslich. Sehr fein pulverisiert löst er sich auch in einem Überschuß von konzentrierter Schwefelsäure.

Härte 3. Spez. Gew. 6,3.

NADORIT

Nadorit erscheint u. d. M. durchsichtig mit sehr hohem Relief. Die Eigenfärbung ist nicht bedeutend, jedoch immerhin ausreichend, um deutlichen Pleochroismus zwischen bräunlichgelb und gelblich-

weiß erkennen zu lassen. Das Mineral kristallisiert in Tafeln nach dem Makropinakoid, welches zugleich Ebene einer sehr vollkommenen Spaltbarkeit ist. Die Querschnitte sind daher langrechteckig und oft schilfartig gerieft. Sie sind büschelförmig oder auch regellos strahlig (ophitartig) angeordnet. Oft sind die Kristalle an ihrem Außenrande durch starke Limoniteinstreuung braun gefärbt.

Die Polarisationsfarbe ist ziemlich hoch, grellbunt, liegt jedoch noch nicht im Weiß höherer Ordnung. Achsenebene ist das Makropinakoid. Die Längsachse c ist Achse kleinster Elastizität und positive Bisektrix.

Nadorit ist Bleichloroantimoniat [$PbClSbO_2$]. Er löst sich leicht in Salzsäure und in einem Gemisch von Salpetersäure mit Weinsteinsäure. Er wurde zuerst in der Oxydationszone des Bleizinkerzlagers von Gebel Nador nachgewiesen, hat aber wohl in dem Eisernen Hut aller Bleilagerstätten eine größere Verbreitung.

Härte 3. Spez. Gew. 7,0.

KIESELZINKERZ

Kieselzinkerz (Kalamin, Kieselgalmei) erscheint in farblosen Kristallen, die nur wenig schärferes Relief haben als der Quarz. Die Durchschnitte sind fast ausnahmslos leistenförmig durch Vorwalten der Pinakoide, meist sind diese Leisten divergent strahlig angeordnet. Die prismatische Spaltbarkeit macht sich kenntlich durch sehr zarte Risse, die diagonal über die leistenförmigen Durchschnitte hinweg laufen. Die Hemimorphie wird nur selten durch verschiedenartige Terminierung der Längsschnitte sichtbar. Die Polarisationsfarben sind je nach der Lage des Schnittes überaus verschieden, aber nie sehr hoch. Die Brechungsindizes sind $\alpha = 1{,}614$ $\beta = 1{,}617$ $\gamma = 1{,}636$, die maßgebenden Differenzen also $\beta - \alpha = 0{,}003$ $\gamma - \beta = 0{,}019$ $\gamma - \alpha = 0{,}022$. Achsenebene ist das Makropinakoid, die Vertikalachse ist spitze Bisektrix und Achse kleinster Elastizität. Der brachydiagonale Schnitt zeigt demnach die niedrigsten Polarisationsfarben. Der Achsenwinkel ist groß $2v = 56^0\ 39'$, also entstehen keine deutlichen Achsenbilder.

Kieselzinkerz ist basisches Zinksilikat [$(ZnOH)_2SiO_3$]. Mit Säuren gelatiniert es leicht, mit Kobaltsolution entsteht nur ausnahmsweise grüne, meist blaue Färbung.

Härte 5. Spez. Gew. 3,4.

ATACAMIT

Atacamit erscheint u. d. M. gelblichgrün bis bläulichgrün durchsichtig mit geringem Pleochroismus. Die brachypinakoidale Spaltbarkeit tritt sehr deutlich hervor. Die Form der Aggregate ist feinkörnig, niemals faserig. Die Lichtbrechung ist bedeutend, die Doppelbrechung ist etwas höher als die des Epidotes, also treten grellbunte Farben auf. Die Auslöschung der prismatischen Kristalle ist gerade, die Längsrichtung ist Achse kleinster Elastizität. Achsenebene ist Makropinakoid, spitze negative Bisektrix die Makrodiagonale.

Atacamit ist basisches Kupferchlorid $Cu_2Cl(OH)_3$. Er färbt die Flamme intensiv blaugrün und löst sich in Säuren und Ammoniak leicht ohne Aufbrausen.

Härte 3,5. Spez. Gew. 3,8.

ARAGONIT

Aragonit wird u. d. M. farblos durchsichtig, zeigt mittelstarke Lichtbrechung und sehr hohe Doppelbrechung ($\alpha = 1,5301$ $\beta = 1,6816$ $\gamma = 1,6859$). Der optische Charakter ist negativ. Neben dem Mangel einer deutlichen Spaltbarkeit unterscheidet ihn vom Kalzit das zweiachsige Achsenbild, welches übrigens nur geringe Dispersion aufweist. Die Form der Kristalle ist meist stengelig, oft parallelfaserig.

Aragonit ist wie der Kalzit Kalziumkarbonat ($CaCO_3$), unterscheidet sich also in seinen chemischen Reaktionen nicht von diesem, doch sind die Reaktionsgeschwindigkeiten wesentlich verschieden, so färbt sich z. B. Kalzit (und ebenso Magnesit) mit verdünntem Kobaltnitrat gekocht erst nach 5 bis 10 Minuten hellrot, Aragonitpulver (und ebenso Witherit und Strontianit) wird sogleich lila.

Härte 3,5. Spez. Gew. 2,9.

T a r n o w i t z i t ist ein bis 9 % Bleikarbonat führender Aragonit. Er findet sich in spießigen grobstengligen Kristallen von deutlicher Längsspaltbarkeit. Die Enden dieser Kristalle sind oft durch Einstäubung von sulfidischen Bleierzen zonal aufgebaut, und zwar liegen die bestäubten Zonen nicht parallel den Prismenflächen, sondern parallel den terminierenden Flächen.

STRONTIANIT

Strontianit erscheint u. d. M. in farblosen zugespitzten Prismen von sechsseitigem Querschnitt. Das Relief ist niedrig. Die pris-

matische Spaltbarkeit tritt nicht sehr deutlich hervor, hingegen öfter ein schilfartiger Bau, der durch Aneinanderlagerung paralleler Prismen erzeugt wird. Die Polarisationsfarben sind hoch, ähnlich wie bei Kalzit, nur in einem der Schnitte (β—γ) auffallend niedrig. Die Brechungsindizes sind $\alpha = 1{,}530$ $\beta = 1{,}682$ $\gamma = 1{,}686$. Achsenebene ist das Makropinakoid, der Achsenwinkel beträgt 12°. Die Vertikalachse ist spitze positive Bisektrix. Das Achsenbild erscheint also auf den sechsseitigen Querschnitten, die Längsrichtung der Säulen ist Achse kleinster Elastizität.

Strontianit ist Strontiumkarbonat [$SrCO_3$]. Er färbt die Flamme, zumal nach Befeuchtung mit Salzsäure, intensiv rot. In allen Säuren löst er sich leicht unter Aufbrausen.

Härte 3,5. Spez. Gew. 3,7.

SCHWERSPAT

Schwerspat (Baryt) erscheint u. d. M. vollkommen durchsichtig, meist in langrechteckigen Querschnitten der nach (010) tafelförmigen Kristalle. Die deutliche brachypinakoidale Spaltbarkeit läuft in allen diesen Schnitten parallel der längeren Kante. Eine undeutliche Spaltbarkeit nach dem Makrodoma liegt in Basisschniten quer, in brachypinakoidalen Schnitten diagonal zur Längsrichtung. Das Relief ist nicht sehr markant. Die Polarisationsfarben sind je nach der Schnittlage sehr verschieden. Im Brachypinakoid, dessen Schnitte keine bzw. nur die domatische Spaltbarkeit zeigen, sind sie sehr niedrig. In den anderen Schnitten, besonders in der Ebene der Basis erreichen sie die Höhe des Quarzes ($\alpha = 1{,}636$ $\beta = 1{,}638$ $\gamma = 1{,}648$ für die D-Linie).

Achsenebene ist die Basis. Spitze positive Bisektrix ist die Brachydiagonale. Der Achsenwinkel beträgt $2v$ (wahrer Achsenwinkel) 37° 28′. Das Achsenbild erscheint in denjenigen makrodiagonalen Schnitten, in denen die Spaltrisse senkrecht den Schliff durchsetzen. Die Verbindungslinie der Achsenaustritte liegt senkrecht zu den Spaltrissen. Bisweilen tritt lamellarer Zwillingsbau nach dem Makrodoma, sehr selten auch nach dem Brachydoma auf. Die Form der Aggregate ist gern konzentrisch grobstrahlig mit einer groben, nicht auf Spaltbarkeit beruhenden Quergliederung, die sich durch bogenförmige Risse kund tut. Seltener sind eigentliche strahlig-schalige Krustenbildungen (sog. Kalkschwerspat).

Schwerspat ist Baryumsulfat [$BaSO_4$]. Mit Soda auf Platinblech schmilzt er zu einer klaren, nach dem Erkalten emailleartigen

Masse. Fein pulverisiert wird er von heißer konzentrierter Schwefelsäure gelöst.

Härte 3. Spez. Gew. 4,5.

Vom Cölestin, der ihm sonst ganz ähnlich ist, unterscheidet ihn nach Lemberg folgende Reaktion. Man erhitzt ihn 3 bis 4 Minuten in einer Lösung von Kaliumkarbonat, spült ab und setzt etwas Silbernitrat zu. Es bildet sich dann auf dem Cölestin eine Schicht von $AgCO_3$, die man durch Pyrogallol schwarz färben kann.

TOPAS

Topas erscheint u. d. M. farblos von mittlerem Relief (stärker als Quarz). Die Form der Längsschnitte ist meist langrechteckig, die der Querschnitte rhombenförmig. Die basische Spaltbarkeit ist durch einzelne feine Querrisse in den Längsschnitten bezeichnet. Oft bauen sich größere Kristalle wie beim Andalusit aus kleineren, etwas gerundet-eckigen Körnchen auf. Die Doppelbrechung ist ähnlich wie Quarz $\alpha = 1{,}612$ $\beta = 1{,}614$ $\gamma = 1{,}621$. Die Differenzen sind 0,009, 0,007 und auf der Basis nur 0,002, hier tritt demnach eine wesentlich niedrigere Polarisationsfarbe auf. Achsenebene ist das Brachypinakoid. Die kristallographische Hauptachse ist Achse kleinster Elastizität (Längsschnitte verhalten sich also positiv). Auf Basisschnitten, die an dem Mangel der Spaltbarkeit kenntlich sind, erhält man ein deutliches zweiachsiges Achsenbild.

Topas ist Aluminiumfluorsilikat $[Al_2SiO_4F_2]$. Von Säuren, auch von Fluorwasserstoff, ist er unangreifbar. Bisweilen zeigt er eine Umsetzung in feinschuppige Kaolin- oder Muskovitmassen.

Härte 8. Spez. Gew. 3,5.

ANDALUSIT

Andalusit erscheint u. d. M. farblos oder blaß rötlich, letztere Färbung ist oft fleckig verteilt. Der Pleochroismus ist im Verhältnis zu der stets sehr blassen Farbe recht merklich. Die Längsschnitte der säulenförmigen Andalusite zeigen eine feine Längsspaltbarkeit. In den Querschnitten, die ungefähr quadratisch sind, laufen die Spaltrisse den Kanten parallel, also rechtwinklig zueinander. Deutlicher als die Spaltbarkeit ist am Andalusit meist ein Aufbau der größeren Individuen aus dicht aneinander gelagerten, gerundet rechteckigen bzw. im Querschnitt gerundet quadratischen

Einzelkristallen von optisch gleicher Orientierung (Fig. 14). Fast stets ist der Andalusit stark durchsetzt von kleinen Quarz-, Biotit- und Magnetiteinschlüssen.

Die Lichtbrechung ist ziemlich hoch, die Doppelbrechung entspricht der des Quarzes, doch ist sie je nach der Lage des Schnittes sehr verschieden $\alpha = 1{,}632$ $\beta = 1{,}638$ $\gamma = 1{,}643$. Achsenebene ist das Brachypinakoid, die Hauptachse ist spitze Bisektrix von negativem Charakter. Alle Längsschnitte erscheinen also bei der Prüfung mit dem Gipsblättchen optisch negativ. Der Achsenwinkel ist groß.

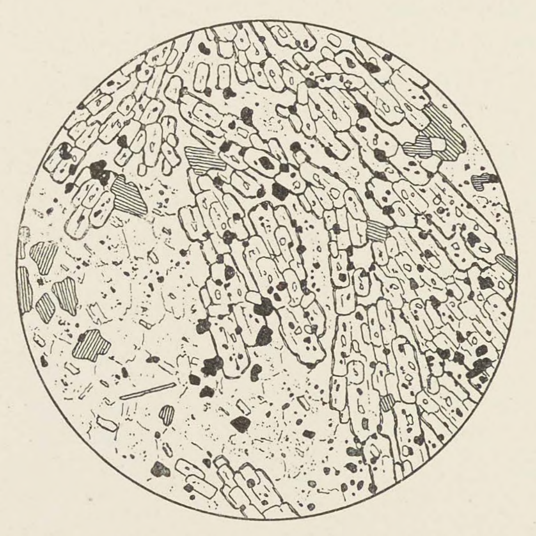


Fig. 14. Aufbau des Andalusits aus ungefähr gleichgerichteten Körnchen (nach Reinisch)

Andalusit ist Aluminiumsilikat (Al_2SiO_5). Von Säuren, auch von Flußsäure, wird er nicht angegriffen. Mit Kobaltsolution geglüht wird er blau.

Härte 7,5. Spez. Gew. 3,1.

Für den Lagerstättenforscher ist er meist nicht als Begleitmineral der Erze wichtig, sondern als höchst bezeichnendes Leitmineral der Kontaktmetamorphose.

CORDIERIT

Cordierit erscheint meist farblos, ohne Spaltbarkeit von mittlerer Doppelbrechung. Er ist daher sehr leicht mit Quarz zu verwechseln, unterscheidet sich aber von diesem 1. durch reichliche Einschlüsse von Sillimanit, Biotit und Eisenerz, 2. durch Spuren von feinschuppigen Verwitterungsprodukten, 3. durch das Auftreten einer blaßgelblichen Färbung, die sich durch Glühen wesentlich verstärkt und besonders in pleochroitischen Höfen um Zirkoneinschlüsse hervortritt, 4. durch das gelegentliche Auftreten feiner Spaltrisse nach dem Brachypinakoid in dünnen Schliffen, und 5. durch das allerdings meist nur undeutliche zweiachsige Interferenzkreuz. In den Kieslagerstätten (z. B. Bodenmais) und den kon-

taktmetamorphen Schiefern, für die er besonders charakteristisch ist, bildet er Körneraggregate ohne kristallographische Umgrenzung. Die Brechungsindizes sind $\alpha = 1{,}543$ $\beta = 1{,}547$ $\gamma = 1{,}549$. Die Doppelbrechung ist also geringer als Quarz. Achsenebene ist das Makropinakoid, spitze, negative Bisektrix ist die Hauptachse. Der Aufbau der scheinbar einfachen Kristalle aus Drillingen ist nur an den ringsum ausgebildeten Kristallen der Eruptivgesteine kenntlich. Dagegen findet man in Schiefern bisweilen einen an Plagioklas erinnernden lamellaren Zwillingsbau.

Cordierit ist Magnesium-Aluminiumsilikat [$Mg_2Al_4Si_5O_{18}$]. Von Säuren greift ihn fast nur die Kieselflußsäure an. Nach dem Eintrocknen des Säuretropfens erhält man kleine rhomboedrische Kriställchen von Kieselfluormagnesium. Auf dem Cordierit bilden sich dabei langrechteckige Ätzfiguren, die man übrigens auch mit heißer konzentrierter Schwefelsäure erzeugen kann.

Härte 7. Spez. Gew. 2,6.

LIEVRIT

Lievrit wird u. d. M. in brauner oder grüner Farbe durchsichtig. Der Pleochroismus ist stark a) braun, b) bräunlichgelb, c) grün. Die Kristalle sind meist schlank säulenförmig und vertikal gestreift. Eine deutliche Spaltbarkeit verläuft nach dem Makropinakoid, sehr undeutliche Spaltbarkeiten nach den beiden anderen Pinakoiden. Die parallel der Spaltbarkeit schwingenden Strahlen werden am stärksten absorbiert. Das Klinopinakoid ist Achsenebene, die Vertikalachse spitze Bisektrix, der optische Charakter positiv. Die Polarisationsfarben werden durch die Eigenfarben verdeckt. Die Lichtbrechung ist ziemlieh hoch ($\beta = 1{,}89$). Lievrit ist ein kalkhaltiges Eisensilikat [$CaFe_3(FeOH)(SiO_4)_2$]. Er findet sich besonders in Kontakt-Eisenerzlagerstätten. Von Salzsäure wird er leicht unter Abscheidung gelatinöser Kieselsäure zersetzt.

Härte 5,5. Spez. Gew. 4,0.

OLIVIN

Olivin erscheint u. d. M. farblos mit ziemlich starkem Relief. Eine merkliche, aber nicht sehr deutliche Spaltbarkeit verläuft nach dem Klinopinakoid, eine sehr unvollkommene, senkrecht dazu nach der Basis, ist meist nur durch einige gebogene Quersprünge angedeutet. Die Doppelbrechung ist recht hoch $\alpha = 1{,}661$ $\beta = 1{,}678$ $\gamma = 1{,}697$. Schnitte nach der Basis haben wesentlich höhere Polari-

sationsfarben als solche nach den Pinakoiden, da $\gamma-\alpha$ fast doppelt so groß ist wie $\beta-\alpha$ und $\gamma-\beta$. Achsenebene ist die Basis, und spitze Bisektrix von positivem Charakter ist die Brachydiagonale. Der Achsenwinkel ist sehr groß, man erhält daher nur undeutliche Achsenbilder. Die Form der Durchschnitte ist meist länglich sechseckig. Doch bildet der Olivin dort, wo er mit Titaneisenerz vorkommt, oft auch unregelmäßig körnige Aggregate und z. T. auch rundliche, resorbierte, knollenartige Körner (Taberg).

Als Knebelit bezeichnet man einen in Macskamezö vorkommenden Olivin von allotriomorpher Form und blaß rötlichgelber Farbe. Er hat vollkommene Spaltbarkeit nach 110 und 010 sowie grobe Querrisse. Bezeichnend für alle Olivine ist ihre Neigung zur Serpentinisierung, die nur in ganz frischen Gesteinen völlig fehlt. Sie besteht darin, daß sich das Mineral längs Klüften und Spaltrissen in ein hellgraues, faseriges, niedrig polarisierendes Aggregat umsetzt. Die Reste des Olivins, an deren Rand sich meist etwas Magnetitstaub ausscheidet, bilden dann die Maschen eines aus grünen Serpentinäderchen gebildeten Netzwerkes (Fig. 15). Seltener ist die Umwandlung des Olivins in braunroten biotitähnlichen Iddingsit.

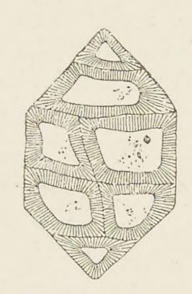


Fig. 15. Olivinkristall im Zustande beginnender Serpentinisierung (Maschenstruktur)

Olivin ist eine isomorphe Mischung von Eisenorthosilikat [Fayalit, Fe_2SiO_4] und Magnesiaorthosilikat [Forsterit, Mg_2SiO_4], gelegentlich tritt auch etwas Manganorthosilikat [Tephroit, Mn_2SiO_4] hinzu. Mit Schwefelsäure und erwärmter Salzsäure gelatiniert er.

ENSTATIT-HYPERSTHEN

Die rhombischen Pyroxene, Enstatit, Bronzit und Hypersthen sind zusammen mit Olivin häufige Begleiter der magmatischen Eisenerze und der nickelhaltigen Magnetkiese.

Sie zeichnen sich aus durch scharfe prismatische Spaltbarkeit, die sich bei Enstatit bis zu eigentlicher Faserung steigern kann, gerade Auslöschung und wasserhelle, lichtbräunliche oder grünliche Farbe. Neben der prismatischen Spaltbarkeit (Prismenwinkel wie bei allen Pyroxenen nahezu 90°) findet man noch zwei weitere nach den beiden Pinakoiden, welche beim Hypersthen sogar vorwalten. Begrenzte Kristallformen treten meist nur beim Enstatit auf und haben hier gedrungen säulenförmige Gestalt. Die Polarisationsfarben sind nicht so hoch wie bei den monoklinen Pyroxenen,

beim Enstatit sind sie ähnlich denen des Quarzes, in basischen und brachypinakoidalen Schnitten sogar noch niedriger, beim Hypersthen steigen sie bis zum Gelb I. Ordnung ($\gamma - \alpha$ 0,013). Bei allen rhombischen Pyroxenen ist die Hauptachse Achse kleinster Elastizität. Optische Normale ist beim Enstatit und Bronzit die Brachyachse, beim Hypersthen die Makroachse. Dementsprechend ist spitze negative Bisektrix, bei den beiden ersteren die Makroachse, bei letzteren die Brachyachse.

Der Enstatit ist besonders ausgezeichnet durch seinen faserig erscheinenden Bau, der Bronzit durch die Einlagerung winziger, gelblichbrauner, vorwiegend auf der Ebene des Brachypinakoids lagernder Täfelchen von Ilmenit, der Hypersthen durch merkliche Eigenfarbe mit deutlichem Pleochroismus.

Die rhombischen Pyroxene sind isomorphe Mischungen von $MgSiO_3$ mit $FeSiO_3$, und zwar ist der Enstatit der eisenärmste, der Hypersthen der eisenreichste (über 14 %). Von Säuren sind sie unangreifbar. Bei der Verwitterung bildet sich zumal aus dem Enstatit von Sprüngen und Spaltrissen aus eine feinfaserige, Bastit genannte Substanz.

Härte 4 bis 6. Spez. Gew. 2,6 bis 3,4.

PREHNIT

Prehnit erscheint im Schliff farblos, mit deutlicher pinakoidaler Spaltbarkeit und von geringer Lichtbrechung. Die Doppelbrechung ist bedeutend. Die Hauptachse ist spitze Bisektrix und Achse kleinster Elastizität. Oft zeigen sich optische Anomalien in der Art, daß die Querschnitte in keiner Stellung vollkommen auslöschen.

$\alpha = 1{,}616$ $\beta = 1{,}626$ $\gamma = 1{,}649$.

Die Form der Kristalle ist meist tafelförmig nach der Basis mit rosettenartiger Anordnung, stengligfaserige Aggregate (nach einer der Nebenachsen) sind seltener.

Chemisch ist der Prehnit, der sich in manchen Erzgängen und in zersetzten erzführenden Eruptivgesteinen findet, ein wasserhaltiges Kalzium-Aluminiumsilikat ($H_2Ca_2Al_2Si_3O_{12}$). Er schmilzt leicht unter Aufblättern zu weißem Glase und gelatiniert nach dem Schmelzen, während er vorher nur schwer angegriffen wird.

V. MINERALIEN DES MONOKLINEN SYSTEMS

CALAVERIT

Calaverit erscheint mehr oder weniger gelblich silberweiß, oft fast bronzegelb, je nach dem Grade des Anlaufens, ohne Spaltbarkeit, stark zerkratzt. Die Form der Kristalle ist prismatisch von flächenreichem, nahezu kreisförmigem Querschnitt.

Calaverit ist fast reines Goldtellurid, jedoch mit wechselndem Silbergehalt [$Au(Ag)Te_2$]. Er gibt im Glasrohr ein Sublimat von telluriger Säure (heiß gelb, kalt weiß), auf Kohle ein Goldkorn. Mit konzentrierter Schwefelsäure erwärmt, entsteht eine rote Lösung, die sich bei stärkerer Erhitzung wieder entfärbt. Setzt man zu der roten Lösung Wasser hinzu, so entsteht ein dunkelgrauer Niederschlag.

Härte 1,5. Spez. Gew. 8,0.

SYLVANIT

Sylvanit erscheint u. d. M. rein silberweiß und zeigt eine sehr vollkommene einflächige Spaltbarkeit. Die Form der Kristalle ist dicktafelförmig.

Sylvanit ist Goldsilbertellurid $AuAgTe_2$ und verhält sich chemisch wie Calaverit.

PETZIT

Petzit ist stahlgrau bis eisenschwarz, ohne Spaltbarkeit, von sehr zerkratzter Form. Die Kristalle (Petzit ist vielleicht rhombisch) sind unregelmäßig prismatisch.

Petzit ist goldhaltiges Tellursilber $Ag(Au)Te_2$. Er löst sich in erwärmter Salpetersäure, und aus dieser Lösung fällt nach einiger Zeit tellurigsaures Silberoxyd in Kristallen aus.

WOLFRAMIT

Wolframit erscheint u. d. M. eisenschwarz, fast ohne metallischen Glanz und bisweilen etwas ins Bräunliche spielend (entsprechend dem braunen Strichpulver). Die Spaltbarkeit macht sich recht deutlich durch dunkelgraues Aufleuchten bei gewissen Stellungen des Objekttisches kenntlich. Die Oberfläche ist feinnarbig mit einzelnen Rillen. Die Form der Kristalle ist flach prismatisch, die Durchschnitte sind teils langrechteckig, teils linsenförmig.

Wolframit ist wolframsaures Eisen und stets manganhaltig $(FeMn)WO_4$. Er gibt mit Phosphorsalz in der Reduktionsflamme eine nach der Erkaltung blau werdende Perle, mit Soda auf Platin

meist eine blaugrüne Manganschmelze. In Salzsäure löst er sich und hinterläßt einen gelblichen Rückstand, der sich in Ammoniak löst. Mit Phosphorsäure entsteht eine dickflüssige tiefblaue Lösung.

Härte 5. Spez. Gew. 7,3.

Ferberit nennt man den ganz oder fast Mn-freien Wolframit gewisser nordamerikanischer Lagerstätten.

MOTTRAMIT

Mottramit wird u. d. M. tiefgelbgrün durchsichtig, oft mit bräunlichen, durch Limonit erzeugten Flecken. Er bildet kristallinische Krusten. Spaltbarkeit ist infolge des überaus kleinkörnigen, fast kryptokristallinen Baues nicht feststellbar. Die Polarisationsfarben sind sehr lebhaft, werden jedoch durch die Eigenfarbe stark verdeckt, so daß der Anblick zwischen gekreuzten Nicols nicht wesentlich anders ist wie der im gewöhnlichen Licht. An warzenförmigen Partien gewahrt man ein verwaschenes festes Kreuz mit gerader Auslöschung der Fasern und positivem optischen Charakter (Längsachse = Achse kleinster Elastizität).

Mottramit ist vanadinsaures Kupfer und Blei [$5(CuPb)OV_2O_5 + 2H_2O$]. Mit Borax und Phosphorsalz gibt er ein Kupferkorn.

Härte 3. Spez. Gew. 5,9.

MALACHIT

Malachit wird u. d. M. hellgrün durchsichtig ohne deutlichen Pleochroismus. Von den beiden Spaltbarkeiten nach der Basis und dem Klinopinakoid tritt meist nur die letztere deutlich hervor.

Die Form der Aggregate ist meist verworren faserig, oft aber auch parallel faserig. Die Nadeln spießen tief in die umgebenden Gemengteile hinein. Selten ist der Malachit regellos körnig, spätig, wobei dann die Spaltbarkeit besonders deutlich hervortritt. Auch in den spätigen Aggregaten gewahrt man oft eine deutliche Neigung zu unregelmäßig strahligem Bau. Die Lichtbrechung ist recht hoch, die Polarisationsfarbe sehr lebhaft. Optische Achsenebene ist das Klinopinakoid. Die spitze Bisektrix steht fast rechtwinklig (85^0) auf der Hauptachse. Da diese Bisektrix negativ ist, so verhalten sich die Längsschnitte der Prismen positiv (Längsrichtung kleinste Elastizität). Malachit tritt besonders gern mit Kupferglanz zusammen als dessen Zersetzungsprodukt auf. Die Umsetzung ist recht ähnlich der des Olivins in Serpentin. Der Kupferglanz durchsetzt sich zuerst mit einem Netzwerk von Spalten, die von klarem

Malachit erfüllt sind, die Maschen dieses Netzes gehen dann in einen durch Erzstäubchen stark getrübten Malachit über.

Malachit ist basisches Kupferkarbonat [$CuCO_3 \cdot Cu(OH)_2$]. Er löst sich in Säuren unter Aufbrausen, in Ammoniak ist er mit tiefblauer Farbe löslich. Mit Borax und Phosphorsalz gibt er eine Kupferperle.

Härte 3,3. Spez. Gew. 3,9.

KUPFERLASUR

Kupferlasur (Azurit) erscheint u. d. M. tief himmelblau durchsichtig ohne wesentlichen Pleochroismus. Er spaltet wenig vollkommen nach dem Klinodoma ($59^0\ 12'$ Kantenwinkel). Die Spaltrisse sind ziemlich grob und ungerade. Die Struktur ist stets spätig, niemals faserig. Lindgren beschreibt aus dem kontaktmetamorphen Serizitschiefer von Clifton Morenci idioblastische, porphyrartig eingelagerte Kupferlasurkristalle, die z. T. verzwillingt sind (Zwillingsebene $-\frac{1}{2}P\overline{\infty}$). Das Relief ist ziemlich scharf. Die Polarisationsfarben gehören dem Weiß höherer Ordnung an und werden daher von der Eigenfarbe vollkommen überdeckt. Die optische Achsenebene steht senkrecht zum Klinopinakoid und bildet mit der Hauptachse $12^0\ 36'$ im spitzen Winkel β. Die Projektion der Hauptachse auf diese Ebene ist die spitze Bisektrix.

Kupferlasur ist basisches Kupferkarbonat [$2CuCO_3 \cdot Cu(OH)_2$]. Sein chemisches Verhalten ist dasselbe wie das des Malachits.

Härte 3,5. Spez. Gew. 3,7.

KIESELKUPFERERZ

Kieselkupfererz (Chrysokoll) erscheint u. d. M. gelbbraun mit einem Stich ins Grünliche ohne merklichen Pleochroismus. Stets ist es sehr fein kristallin, die wenigen größeren Körner sind meist rechteckig mit Längsspaltbarkeit und stellen vielleicht eingelagerte Malachitreste dar. Das Relief ist sehr scharf, die Polarisationsfarben sind lebhaft rot und grün. Es ist stets mit Malachit und Kupferlasur verwachsen. Oft ist es konzentrisch schalig, um Reste von Sulfiden oder um Limonitkerne angeordnet. Niemals findet man deutlich faserigen, strahligen Bau. Einzelne Partien sind isotrop. Sehr wahrscheinlich liegt kein einheitliches Mineral vor, sondern ein Gel mit Resten der von ihm verdrängten Kristalle und mit verschiedenartigen Adsorptionen. Die Formel ist vielleicht $H_2CuSiO_4 + H_2O$, vielleicht auch $CuSiO_3 + 2H_2O$. Von Salzsäure

wird es unter Abscheidung pulveriger, nicht gelatinöser Kieselsäure zersetzt. Mit Borax und Phosphorsalz gibt es Kupferperlen.

Härte 2 bis 3. Spez. Gew. 2,1.

BISMUTIT

Bismutit erscheint u. d. M. etwas verschieden, je nachdem ob kristallines Wismutkarbonat oder erdiger Wismutocker vorliegt. Ersteres sieht im Dünnschliff dem Titanit überaus ähnlich. Sehr hohes Relief, welches eine grauliche oder bräunliche Trübung bedingt, und bunte Polarisationsfarben. Auch bildet es (analog den Leukoxenrinden) oft regellos kristalline, etwas zu strahligem Bau neigende Krusten um halb zersetzte Wismutkristalle. Der Wismutocker erscheint mattgraubraun, fast undurchsichtig und im auffallenden Licht weißlich reflektierend.

Härte 4. Spez. Gew. 6,9.

GRÜNEISENERZ

Grüneisenerz (Kraurit) zeigt u. d. M. gelbgrüne Farben und deutlichen Pleochroismus. Die Längsschnitte erscheinen, wenn sie parallel der Schwingungsrichtung des unteren Nicols stehen grünlichbraun, senkrecht dazu hellgelbgrün.

Die Aggregate sind meist konzentrisch strahlig, doch kann man die schiefe Auslöschung bei günstiger Lage der Schnitte nachweisen. Die Auslöschungsschiefe ist allerdings sehr schwer bestimmbar, da sich auch in den dünnsten Schliffen meist Fasern von verschiedener optischer Orientierung überlagern. Sie scheint bis 20^0 zu steigen. Die Polarisationsfarben sind hoch. Das Mineral erscheint zwischen + Nicols bunt wie Diopsid. Die Längsrichtung ist Achse kleinster Elastizität. Etwas abweichend verhielt sich bei der Untersuchung ein Grüneisenerz von Hauptmannsgrün. Hier waren die Farben parallel dem unteren Nicol gelbbraun mit einem Stich ins Grünliche, senkrecht dazu tief blaugrün bis tintenblau.

Grüneisenerz ist basisches Eisenphosphat $[FePO_4 \cdot Fe(OH)_3]$. Es ist in Salzsäure leicht löslich und gibt mit Ferrizyankali Berliner Blau. Feine Splitterchen schmelzen schon im Saume der Lichtflamme. — Härte 3,5. Spez. Gew. 3,4.

GIPS

Gips erscheint u. d. M. meist in grobspätigen Massen, nur selten und nur in Drusenräumen in ausgebildeten tafelförmigen

Kristallen. Eine sehr vollkommene Spaltbarkeit verläuft nach dem Klinopinakoid, eine weniger deutliche Spaltrichtung nach dem Hemiorthodoma. Diese bildet mit der Vertikalachse in klinopinakoidalen Schnitten einen Winkel von 66°. Zwillingsbildung nach dem Orthopinakoid ist häufig. Die Lichtbrechung und die Doppelbrechung sind gering $\alpha = 1{,}521$ $\beta = 1{,}523$ $\gamma = 1{,}530$. Achsenebene ist das Klinopinakoid, Gips löscht also parallel seiner Hauptspaltbarkeit aus. Die spitze positive Bisektrix liegt im stumpfen Winkel β und ist gegen die kristallographische Hauptachse unter 53° geneigt. Der Achsenwinkel ist groß $2v = 61°$.

Gips ist wasserhaltiges Kalziumsulfat [$CaSO_4 + 2H_2O$]. Er löst sich spurenweise in Säuren und auch in reinem Wasser. Bei gelindem Glühen trübt er sich sofort.

Härte 2. Spez. Gew. 2,3.

TITANIT

Titanit erscheint u. d. M. meist farblos, doch gibt das ungemein scharfe Relief den Durchschnitten einen trübgrauen Farbton. Auch die dicken schwarzen Ränder, von denen die Durchschnitte umzogen sind und die durch randliche Totalreflexion entstehen, zeugen von der hohen Lichtbrechung. Selten ist der Titanit bräunlich gefärbt und zeigt dann deutlichen Pleochroismus. Die Form der Durchschnitte ist fast stets spitzrhombisch, doch finden sich in kristallinen Schiefern auch rundliche Körner. Eine sehr unvollkommene Spaltbarkeit nach dem Prisma macht sich durch grobe, schräg durch die spitzen Rhomben setzende Risse kenntlich.

Achsenebene ist das Klinopinakoid. Die Querschnitte löschen in der Längs- und Querrichtung der Rhomben aus. Die spitze positive Bisektrix ist gegen die Hauptachse unter 39° geneigt. Die Dispersion ist sehr stark.

Titanit ist Kalzium-Titanosilikat [$CaSiTiO_5$], oft mit Eisengehalt durch Schwefelsäure ist er zersetzbar.

Härte 5,5. Spez. Gew. 3,5.

EPIDOT

Epidot erscheint u. d. M. hell gelbgrün von deutlichem Pleochroismus. In kristallinen Schiefern bildet er unregelmäßige Körner, sonst meist stengelige Kristalle. Diese sind nach der Orthoachse gestreckt. Beide Spaltbarkeiten nach der Basis und nach dem

Orthopinakoid laufen dieser Längsrichtung der Säulen parallel. Dasselbe gilt von der Ebene einer Zwillingsbildung, die sich schon ohne Nicol im Querschnitt durch die spiegelbildliche Lage der basischen Spaltrisse kenntlich macht. Die Lichtbrechung ist sehr bedeutend, die Polarisationsfarbe sehr lebhaft bunt, meist im Blaugrün I. Ordnung $\alpha = 1{,}730$ $\beta = 1{,}754$ $\gamma = 1{,}768$. Achsenebene ist das Klinopinakoid, die Längsschnitte löschen also gerade aus und zeigen, da sie nach der Achse mittlerer Elastizität gestreckt sind, mit Gips bald positiven, bald negativen Charakter. Die spitze Bisektrix bildet mit der kristallographischen Hauptachse einen sehr kleinen Winkel. Sie ist Achse kleinster Elastizität. Gegen die besonders deutlichen basischen Spaltrisse zeigen die Querschnitte eine Auslöschungsschiefe von 28°.

Epidot ist Kalzium-Aluminium-Hydrosilikat $[HCa_2(AlFe)_3Si_3O_{13}]$. In rohem Zustande ist er von Säuren unangreifbar, nach dem Schmelzen (vor dem Lötrohr auf Kohle) gelatiniert er mit Salzsäure.

Härte 6,5. Spez. Gew. 3,4.

ORTHIT

Orthit erscheint u. d. M. in meist dunkelbraunen, seltener in hellbraunen Farben durchsichtig, die starken Pleochroismus zeigen und zwar so, daß mit Vorliebe in der einen Richtung ein deutlicher Stich ins Rötliche, senkrecht dazu ein deutlicher Stich ins Grünliche auftritt. Er bildet meist gerundet polygonale Körner, oft mit einer Epidotrinde umzogen. Säulige Kristalle sind bald nach der Orthoachse (analog dem Epidot), bald nach der Hauptachse gestreckt. In ersterem Falle haben die Längsschnitte gerade Auslöschung. Zwillinge nach dem Orthopinakoid sind nicht häufig. Die Spaltrisse zeigen ganz unregelmäßigen Verlauf. Lichtbrechung (im Mittel 1,78) und Doppelbrechung ($\gamma - \alpha = 0{,}032$) sind bedeutend. Die Polarisationsfarben werden von der Eigenfarbe verdeckt. Achsenebene ist das Klinopinakoid. Die Auslöschungsschiefe der nach der Hauptachse gestreckten Individuen beträgt 36° im spitzen Winkel β.

Orthit ist ein dem Epidot entsprechendes, kompliziertes Hydrosilikat von Kalzium, Eisen, Aluminium und Cerium, oft auch Didym, Lanthan und Yttrium $[H(CaFe)_2(AlCe)_3Si_3O_{13}]$. Von Säuren wird er je nach seinem chemischen Bestand bald unter Gelatinierung zersetzt, bald kaum merklich angegriffen.

Härte 5,5. Spez. Gew. 3,6.

WOLLASTONIT

Wollastonit ist ebenso wie Diopsid ein bezeichnendes Mineral kontaktmetamorpher Kalke. Er ist farblos, von ähnlichen Lichtbrechungs- und Doppelbrechungsverhältnissen wie der Augit ($\alpha =$ 1,621 $\beta = 1{,}633$ $\gamma = 1{,}635$). Die Kristalle sind nach der Orthodiagonale gestreckt und zeigen verschiedene Spaltbarkeiten, deren Ebenen sämtlich der Längsachse parallel laufen. Vollkommen spaltet der Wollastonit nach der Basis und dem Orthopinakoid, weniger vollkommen nach zwei verschiedenen Orthodomen. Die Längsschnitte erscheinen durch diese reichliche Spaltbarkeit im Schliffe oft geradezu faserig. Wie alle nach der Orthodiagonale gestreckten Mineralien des monoklinen Systems löscht der Wollastonit gerade aus. Achsenebene ist das Klinopinakoid. Die Bisektricen bilden mit der Hauptachse 32° im spitzen Winkel, mit der Klinoachse 38° im stumpfen Winkel. Die der Vertikalen nahestehende ist Achse kleinster Elastizität, sie ist stumpfe Bisektrix, der optische Charakter also negativ; die Längsschnitte erscheinen jedoch mit dem Gipsblättchen untersucht bald positiv, bald negativ, je nachdem ob neben der Längsachse, die ja Achse mittlerer Elastizität ist, die Achse größter oder kleinster Elastizität im Schliff liegt.

Wollastonit ist reines Kalziumsilikat ($CaSiO_3$). Mit heißer Salzsäure gelatiniert er, und aus der Lösung läßt sich, wenn sie nicht allzu konzentriert ist, Gips ausfällen.

Härte 4,5. Spez. Gew. 2,8.

DIOPSID

Als Diopside bezeichnet man die im Dünnschliff farblosen oder blaßgefärbten Augite der kristallinen Schiefer und Tiefengesteine. Sie sind, zumal in kontaktmetamorphen Erzlagerstätten, sehr verbreitet. Der Pleochroismus ist meist kaum merklich. Am leichtesten zu erkennen ist der Diopsid an seiner augitischen Spaltbarkeit nach einem Prisma von nahezu 90° Kantenwinkel. Das Relief ist recht merklich, die Doppelbrechung bedeutend. Es treten die bunten Farben in der Nähe des Rot erster Ordnung auf, $\alpha =$ 1,677 $\beta = 1{,}683$ $\gamma = 1{,}706$. Achsenebene ist wie bei allen Augiten das Klinopinakoid. Die spitze Bisektrix ist Achse kleinster Elastizität und bildet mit der kristallographischen Hauptachse einen Winkel von 38° bis 44°. Dieser Winkel ist zugleich die maximale Auslöschungsschiefe, die in Längsschnitten gegen die Linien der

prismatischen Spaltbarkeit zu beobachten ist, der Achsenwinkel ist groß, die Dispersion unbedeutend $\varrho > v$.

Diopsid ist ein schwach eisenhaltiges Magnesium-Kalziumsilikat. Er wird nur von Fluorwasserstoff zersetzt. Von Sprüngen und Spaltrissen aus setzt er sich zuweilen in Serpentin um, wobei gleichzeitig Kalzit entsteht.

Härte 6. Spez. Gew. 3,3.

SPODUMEN

Spodumen (Lithionpyroxen) erscheint im Dünnschliff farblos oder ganz blaß grünlich oder rötlich. Die Spaltbarkeit ist wie bei allen Pyroxenen in Längsschnitten durch parallele, in Querschnitten durch einander nahezu rechtwinklig kreuzende Risse angedeutet. Die Lichtbrechung ist nicht stark. Die Doppelbrechung ist gering ($\alpha = 1{,}660$ $\beta = 1{,}666$ $\gamma = 1{,}676$), ihr Charakter positiv. Das Klinopinakoid ist optische Achsenebene. Die Auslöschungsschiefe steigt bis zu 26^0. Schwache geneigte Dispersion $\varrho < v$. Die Form der Kristalle ist meist schlank säulenförmig.

Spodumen ist Lithium-Aluminiumsilikat [$LiAlSi_2O_6$]. Von Säuren ist er unangreifbar.

Härte 6,5. Spez. Gew. 3,2.

STRAHLSTEIN

Als Strahlstein (Aktinolith) bezeichnet man die an Sesquioxyd, vor allem an Eisenoxyd reichen Abarten der Hornblende (die eisenarmen strahligen Hornblenden nennt man Tremolit). Sie erscheinen farblos bis flaschengrün im Dünnschliff.

Der Pleochroismus ist bedeutend, die sehr scharf entwickelte Spaltbarkeit, die sich bis zu schilfigem Aufbau steigert, verläuft nach einem Prisma, dessen Kantenwinkel in Querschnitten zu 124^0 30′ bestimmbar ist. Die Auslöschungsschiefe gegen diese Spaltbarkeit steigt je nach der Schnittlage bis zu 18^0. Bisweilen findet sich (besonders beim Tremolit) eine grobe Querabsonderung. Die Prismen sind niemals terminiert, sondern fasern sich aus oder endigen in unregelmäßigen, schwanzartigen Spitzen. Die Polarisationsfarben sind lebhaft, das Relief markant ($\alpha = 1{,}611$ $\beta = 1{,}627$ $\gamma = 1{,}636$). Achsenebene ist das Klinopinakoid, welches den stumpfen Winkel der prismatischen Spaltbarkeit halbiert. Die der kristallographischen Hauptachse zunächstliegende Elastizitätsachse, die mit

dieser den Auslöschungswinkel von 15° bis 18° bildet, ist stumpfe Bisektrix, die dazu senkrecht stehende spitze Bisektrix ist Achse größter Elastizität. Der optische Charakter der Längsschnitte erscheint also positiv. Der Achsenwinkel ist groß. Nicht selten findet sich eine Zwillingsbildung nach dem Orthopinakoid. Bisweilen wiederholt sich diese in mehrfachen Lamellen, ohne sich in den äußeren Umrissen der Kristalle kenntlich zu machen. Dannemorit hat man eine schilfige, oft nadlige, fast farblose oder hellgelbe Hornblende genannt, die starke polysynthetische Zwillingsbildung nach dem Orthopinakoid aufweist. Die maximale Auslöschung beträgt 15°.

Strahlstein ist eisenhaltiges Kalzium-Magnesiumsilikat $[(MgFe)_3Ca(SiO_3)_4]$ mit beigemischtem Magnesium-Eisen-Alumosilikat $[(MgFe)_2(AlFe)_4Si_2O_{12}]$, Von Säuren wird Strahlstein nur wenig angegriffen.

GRÜNERIT

Grünerit ist eine abweichende Art des Strahlsteins, die für gewisse Eisenerzlagerstätten charakteristisch ist. Er wird hellbraun durchsichtig und zeigt fast keinen Pleochroismus. Seine Doppelbrechung ist sehr hoch, außerdem neigt er stark zu polysynthetischer Zwillingsbildung.

Grünerit ist ein kalziumfreier Eisenmagnesia-Amphibol, oft auch fast reiner Eisen-Amphibol. Seine Reaktionen sind die des gewöhnlichen Strahlsteins. Aus schweren Lösungen fällt er noch vor der Verdünnung zu Boden (Spez. Gew. $> 3{,}3$).

DIE GLIMMER UND IHRE VERWANDTEN

(Biotit, Lepidomelan, Phlogopit, Muskovit, Lithionit, Margarit, Talk, Pyrophyllit, Chlorit, Chloritoid)

Die Glimmermineralien spielen in der Erzlagerstättenlehre, mit Ausnahme des Lithionits, eine untergeordnete Rolle, sie sind aber in den thermalmetamorphen Nebengesteinen außerordentlich wichtig. Die genaue Kenntnis dieser ausgedehnten Gruppe von Mineralien erfordert ein weitgehendes Studium, und es muß in dieser Hinsicht auf die größeren Lehrbücher der Petrographie bzw. mikroskopischen Physiographie verwiesen werden. Hier mögen nur kurz die zum Teil recht schwierigen Unterscheidungen der einzelnen Glimmerarten angegeben werden.

Alle im folgenden besprochenen Mineralarten zeichnen sich aus durch weitgehende lamellare Spaltbarkeit nach der Basis, bei

anscheinend hexagonal tafligem, in Wirklichkeit aber monoklinem Bau. Die Querschnitte sind sechsseitig, die Längsschnitte rechteckig mit der Spaltrichtung parallel der langen Rechteckseite. Die Achsenebene steht senkrecht auf der Basis, die spitze, meist negative Bisektrix bildet mit den Vertikalen einen meist sehr kleinen Winkel, die Auslöschung ist also fast gerade. Der Achsenwinkel ist meist klein, die Basisschnitte verhalten sich fast isotrop und geben ein Achsenbild, dessen Hyperbelscheitel sich meist nur wenig öffnen. Zwillingsbildung nach der Basis kommt oft vor, wird aber nur dann deutlich sichtbar, wenn die Auslöschungsschiefe beträchtlich ist. Bei den echten Glimmern unterscheidet man, je nachdem ob die Achsenebene senkrecht zum Klinopinakoid oder parallel dazu steht, Glimmer der ersten und zweiten Art, doch ist dieser Unterschied nur von mineralogischem Interesse, da die Feststellung der Lage des Klinopinakoides großen Schwierigkeiten begegnet („Schlagfigur", „Druckfigur").

Das spez. Gewicht der echten Glimmer ist 2,8 bis 3,0, des Chlorits und Talks 2,6 bis 2,8, des Chloritoids 3,5. Die Härte ist mit wenig Ausnahmen 2 bis 3, nur Chloritoid ist wesentlich härter und ritzt sogar Glas.

Biotit ist kenntlich durch die stets starke tiefbraune oder tiefgrüne Eigenfarbe und den sehr lebhaften Pleochroismus. Die Längsschnitte erscheinen in den dunkeln Farben, wenn die Spaltrisse parallel der Schwingungsrichtung des unteren Nicols liegen. Sehr bezeichnend sind die pleochroitischen, schwarzbraunen Höfe, die sich oft um eingeschlossene Zirkone finden. Die Polarisationsfarben sind hoch, jedoch durch die Eigenfarbe verdeckt. Die Auslöschungsschiefe ist nur selten feststellbar, der Achsenwinkel ist sehr klein ($<5^{0}$). Das Kreuz öffnet sich also nur wenig. Dispersion $\varrho < v$. Biotit ist eine Mischung von Magnesiumsilikat mit Kalium-Aluminiumsilikat. In konzentrierter Schwefelsäure zersetzt er sich.

Lepidomelan nennt man einen eisenreichen, im Dünnschliffe ölgrünen oder tiefbraunen Biotit, der von Salzsäure und Salpetersäure leicht unter Rücklassung eines Kieselskelettes zersetzt wird.

Phlogopit ist ein farbloser, eisenfreier Biotit, der ähnlich wie Lithionglimmer gern blasse Farben zeigt, jedoch keine merkliche Auslöschungsschiefe und die Dispersion $\varrho < v$ hat. Er findet sich besonders in körnigen Kalksteinen und Dolomiten.

Muskovit erscheint u. d. M. völlig farblos, nur in seltenen Fällen ganz blaß gelblich oder grünlich, besonders um kleine Zirkon-

einschlüsse. Die Polarisationsfarben sind sehr bunt und leuchtend. Die Auslöschungsschiefe ist i. A. nicht feststellbar. Achsenebene steht senkrecht zum Klinopinakoid. Der Achsenwinkel ist meist recht groß, nur in den Muskoviten der Kalksilikatfelse bisweilen fast 0°. Die Dispersion ist $\varrho > v$. Muskovit ist reines Kalium-Aluminiumhydrosilikat ($H_4K_2Al_6Si_6O_{24}$]. Von Säuren wird er nicht angegriffen.

Serizit nennt man feinschuppige, seidenglänzende Massen kryptokristallinen Muskovits. In den Erzlagerstätten spielen sie eine große Rolle.

Lithionglimmer unterscheidet sich oft fast gar nicht vom Muskovit. Mit Sicherheit erkennt man ihn bloß an der lebhaft roten Flammenfärbung. Sehr gern zeigt er mittlere Farben, heller als Biotit, aber dunkler als Muskovit. Hellgraugrüne und trübgelbliche Farben legen stets den Verdacht auf Lithionglimmer nahe; in ersterem Falle spricht man von Zinnwaldit, in letzterem von Lithionit. Die Auslöschungsschiefe steigt beim Zinnwaldit bis zu merklicher Höhe und wird namentlich bei vorhandener Zwillingsbildung dadurch kenntlich, daß vom Querschnitte die eine Hälfte in anderer Stellung auslöscht als die andere (die Teilungslinie geht natürlich parallel der Spaltbarkeit). Achsenebene ist das Klinopinakoid; optischer Charakter negativ; Achsenwinkel meist groß. Dispersion $\varrho > v$, schwach. Lithionglimmer ist Muskovit, in dem ein Teil des K durch L ersetzt ist, und dem auch ein entsprechendes Eisensilikat in wechselndem Betrage beigemengt ist. Von Säuren wird er erst nach dem Schmelzen zersetzt.

Margarit verhält sich genau wie Muskovit, nur ist die Auslöschungsschiefe merklich (6 bis 8°) und die Dispersion $\varrho < v$. Es ist ein Kalkglimmer [$H_2CaAl_4Si_2O_{12}$].

Talk unterscheidet sich nur sehr wenig vom Muskovit. Die Auslöschungsschiefe ist nicht nur gering, sondern absolut gleich 0. Optischer Charakter und Achsenebene wie Muskovit, Achsenwinkel klein (6 bis 20°). Er ist Magnesiumhydrosilikat [$H_2Mg_3Si_4O_{12}$], wird von Säuren nicht angegriffen, blättert sich beim Glühen unter Leuchten auf und färbt sich, mit Kobaltsolution geglüht, fleischrot.

Pyrophyllit unterscheidet sich u. d. M. weder im gewöhnlichen noch im polarisierten Licht wesentlich vom Muskovit. Bezeichnend ist nur die starke Neigung zu konzentrisch strahliger bzw. rosettenförmiger Anordnung der Blättchen und der sehr große Achsenwinkel $2\varepsilon = 110^{\circ}$.

Pyrophyllit ist Aluminiumhydrosilikat [$HAlSi_2O_6$], steht also dem Nakrit chemisch sehr nahe und wird wie dieser, mit Kobaltsolution geglüht, intensiv blau.

Kleine Lamellen, vor dem Lötrohr erhitzt, blättern sich zu voluminösen Massen auf.

Chlorit unterscheidet sich von den Glimmern im engeren Sinne vor allem durch die überaus niedrigen Polarisationsfarben, die meist das Blaugrau der niedrigsten Farbenordnung, oft auch ein anormales Lavendelblau zwischen gekreuzten Nicols aufweisen. Die Eigenfarbe ist ein sehr blasses Grün, Pleochroismus ist vorhanden, aber infolge der blassen Färbung nicht sehr deutlich. Achsenwinkel und Auslöschungsschiefe sind meist so gering, daß man das Mineral als nahezu einachsig bezeichnen kann. Der optische Charakter ist bald positiv bald negativ, die Dispersion bald $\varrho < v$, bald $\varrho > v$.

Chlorit ist eine isomorphe Mischung von Serpentinsubstanz [$H_4Mg_3Si_2O_9$] und Amesitsubstanz [$H_4Mg_2Al_2SiO_9$]. Er wird von Salzsäure und Schwefelsäure zersetzt. Der gemeine Chlorit oder Pennin besteht aus drei Teilen Serpentin und zwei Teilen Amesit.

Helminth nennt man gebogene, säulenförmige Anhäufungen parallel gelagerter Chloritblättchen, sie sehen oft wie kleine Geldrollen oder, worauf der Name hinweist, wie kurze, dicke Würmer aus.

Klinochlor ist vom gemeinen Chlorit unterschieden durch die wesentlich höheren (aber immer noch niedrigen) Polarisationsfarben und den stets positiven, optischen Charakter. Er ist aluminiumreicher als der Pennin und etwas schwerer zersetzlich.

Thuringit ist ein eisenreicher, in oolithischen Formen auftretender Chlorit von den gleichen physikalischen Eigenschaften wie der gemeine Chlorit, jedoch von stets negativem, optischem Charakter. Mit Säuren zersetzt er sich leicht unter Gelatinieren.

Chamosit zeigt dieselben Eigenschaften wie Thuringit, hinterläßt aber nach der Lösung in Säuren ein Kieselskelett. Thuringit und Chamosit werden bekanntlich als Eisenerze gewonnen.

Delessit ist ebenfalls ein eisenreicher Chlorit, der sich besonders in den Mandelräumen basischer Eruptivgesteine findet. Er zeigt lebhaftere Polarisationsfarben als der gemeine Chlorit, der Thuringit und der Chamosit.

Chloritoid unterscheidet sich in verschiedener Beziehung von den normalen, glimmerartigen Mineralien. Die basische Spaltbarkeit ist wesentlich geringer, die Lichtbrechung und somit das Relief

viel höher ($\beta = 1{,}741$). Die Auslöschungsschiefe steigt meist bis 12°, in seltenen Fällen sogar bis 21°. Die Dispersion ist so stark, daß oft gar keine wesentliche Auslöschung erfolgt. Die Eigenfarbe ist ähnlich wie die des Chlorits, doch treten in den Querschnitten, wenn diese mit ihrer Spaltrichtung parallel dem unteren Nicol stehen, pflaumenblaue oder indigoblaue Farbtöne auf. Sehr bezeichnend ist auch ein kurz vor der Auslöschung zwischen gekreuzten Nicols kenntlicher sanduhrförmiger Aufbau oder in den Querschnitten eine Differenz in der Auslöschung des rechten oberen und linken unteren Viertels einerseits gegen das linke obere und rechte untere Viertel anderseits (Fig. 16). Diese letztere Erscheinung beruht auf Zwillingsbildung, auf einer basischen Verwachsung zweier gegeneinander um 120° gedrehten Tafeln. Meist ist der Chloritoid von zahllosen kleinen Einschlüssen (Quarzkörnchen, Eisenerzen usw.) durchsetzt, da er in der Regel als porphyroblastische Bildung auftritt. Chemisch ist er Eisenaluminiumsilikat [$H_2FeAl \cdot SiO_2$]. Von Salzsäure wird er nicht, dagegen von konzentrierter Schwefelsäure leicht zersetzt.

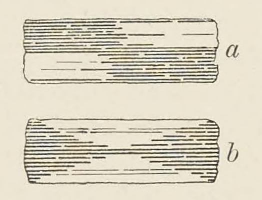


Fig. 16. Chloritoid
a Zwillingsbildung mit Felderteilung,
b „Sanduhrform"

KAOLIN

Kaolin, in großblätterigen Individuen Nakrit genannt, ist ein glimmerähnliches, feinschuppiges, farbloses Mineral. Das Brechungsvermögen ist dasselbe wie das des Kanadabalsams 1,54. Die Doppelbrechung ist bald negativ, bald positiv, aber wesentlich geringer ($\gamma - \alpha$ nur 0,008) wie beim Muskovit. Die Achsenebene steht senkrecht auf dem Klinopinakoid und ist gegen die Hauptachse unter 20° geneigt. Querschnitte können daher bisweilen eine recht merkliche Auslöschungsschiefe zeigen. Die Größe des Achsenwinkels ist an verschiedenen Fundorten verschieden, meist ist sie jedoch sehr bedeutend, nahezu 90°.

Kaolin ist Aluminiumhydrosilikat [$H_4Al_2Si_2O_9$]. Mit Kobaltsolution geglüht wird das Mineral tief blau. Von Salzsäure wird es nicht, von heißer Schwefelsäure, Flußsäure, Natronlauge und Sodalösung wird es leicht gelöst. Die feinschuppigen Massen gehen meist aus der Kaolinisierung von Feldspat hervor, die großblätterigen Kaoline (Nakrite) mancher Zinnerzgänge sind pneumatolytische Neubildungen. — Härte 2,5. Spez. Gew. 2,6.

DATHOLIT

Datholit ist farblos durchsichtig und zeigt nur selten Spuren einer orthodiagonalen Spaltbarkeit. Die Lichtbrechung ist mäßig, die Doppelbrechung stark und von negativem Charakter ($\alpha = 1,625$ $\beta = 1,651$ $\gamma = 1,667$). Die Symmetrieebene ist Achsenebene. Die Kristalle sind isodiametrisch oder schwach nach der Orthoachse gestreckt. Die Längsschnitte löschen also gerade aus.

Datholit ist wasserhaltiges Kalzium-Borosilikat [$HCaBSiO_5$]. Er schmilzt leicht unter Aufschäumen und gelatiniert mit Salzsäure. Von sonst recht ähnlichem Epidot unterscheidet er sich durch den Mangel an Spaltbarkeit.

VI. MINERALIEN DES TRIKLINEN SYSTEMS

RHODONIT

Rhodonit (Kieselmanganerz) erscheint u. d. M. farblos oder blaß rötlich und ist in letzterem Falle pleochroitisch. Die Spaltbarkeit entspricht der der Pyroxene, sie geht also in Längsschnitten parallel der Längsrichtung und bildet in den Querschnitten zwei nahezu rechtwinklig zueinander stehende Systeme, daneben ist noch eine undeutliche basische Spaltbarkeit vorhanden. Die Lichtbrechung ist ähnlich wie die des Diopsides, ebenso die Doppelbrechung, welche gelbrote bis violette Polarisationsfarben verursacht. Die Achsenebene bildet mit $\infty'P$ 63° und mit 0P 38½°. Die Auslöschungsschiefe beträgt auf der Basis gegen die Prismenkanten 54½ und 39½°. Auf den Längsschnitten erhält man zum Teil ein sehr schönes Achsenbild. Oft sind die Kristalle parallel ihrer Auslöschungsrichtung von bräunlichem Eisenoxydstaub durchsetzt, auch findet man in ihnen große grell ockerbraune Flecke. In Långban bildet der Rhodonit runde, eiförmige oder gerundete kurz prismatische Körner. Sie liegen in Quarz eingebettet, der auch oft buchtig in den Rhodonit hineingreift.

Rhodonit ist Manganmetasilikat ($MnSiO_3$). Mit Borax und Phosphorsalz gibt er Manganperlen.

Härte 5,5 bis 6. Spez. Gew. 3,6.

AMBLYGONIT

Amblygonit erscheint u. d. M. farblos und von einzelnen, ziemlich groben, absätzigen Spaltrissen durchzogen. Diese Hauptspaltbarkeit folgt der Basis. Die Polarisationsfarben sind strohgelb

in Schliffen, in denen Quarz hellgrau erscheint. Die Achsenebene bildet mit $\infty P\overline{\infty}$ $12^1/_2{}^0$ mit 0P $67^1/_4{}^0$. Die spitze Bisektrix ist negativ (Achse größter Elastizität) und bildet mit der Kante zwischen den Pinakoiden 11^0 40'. Die Auslöschungsschiefe gegen die Spaltbarkeit steigt bis 67^0. Besonders bezeichnend für den Amblygonit ist die Zwillingslamellierung, welche alle Querschnitte in zwei je nach der Lage des Schnittes unter verschiedenen Winkeln sich kreuzenden Systemen durchzieht. Die beiden Zwillingssysteme entsprechen den Makrohemidomen und kreuzen sich im Raume fast genau rechtwinklig (90^0 58'). Sehr häufig ist ein absätziger oder auskeilender Zwillingsbau, so daß mitten in einem einheitlichen Individuum lamellierte Stellen fleckenweise eingeschaltet sind, oder zwei im ganzen einheitliche, in Zwillingsstellung zueinander befindliche Individuen an ihrer Grenze durch Lamellierung, die abwechselnd dem einen und dem anderen Individuum angehört, miteinander verzahnt sind.

Amblygonit ist Lithium-Aluminium-Fluorphosphat $[Li(AlF)PO_4]$, in welchem meist viel Li durch Na und ein Teil des F durch OH ersetzt ist. Nach Erhitzung mit konzentrierter Schwefelsäure gibt der Amblygonit eine rote Flammenfärbung.

Härte 6. Spez. Gew. 3,0.

AXINIT

Axinit erscheint u. d. M. farblos oder ganz blaß gelblich, bräunlich oder violett; die makropinakoidale Spaltbarkeit tritt deutlich hervor. Das Relief ist scharf, die Doppelbrechung gering. Die maximale Differenz der Brechungsindices beträgt 0,01. Der Charakter der Doppelbrechung ist negativ. Die spitze Bisektrix steht fast senkrecht auf der Pyramidenfläche P', also schräg zu allen drei Pinakoiden. Der Winkel der optischen Axe ist groß. Die Dispersion ist $\varrho < v$ und geneigt. Die Kristallformen sind charakterisiert durch ihre spitzwinkligen Formen und linsenförmigen Querschnitte, meist tritt das Mineral jedoch in isodiametrischen Körneraggregaten auf.

Axinit ist Kalzium-Aluminium-Borosilikat $[Ca_7Al_4B_2(SiO_4)_8]$. Mit Borax gibt er oft eine Manganperle, da ein Teil des Ca durch Mn (oder auch Fe und H_2) ersetzt werden kann. Frisch wird er von Säuren nur wenig angegriffen, nach dem Schmelzen gelatiniert er jedoch mit Salzsäure.

Härte 7. Spez. Gew. 3,3.

INHALTSVERZEICHNIS ZU TEIL II



ÜBERSICHT DER UNDURCHSICHTIGEN ERZE

Schwarz.

In Spuren durchsichtig, braun	Chromeisenerz.
rot	Franklinit.
Mit Phosphorsäure eingekocht blau werdend	Wolframit.
Lösung mit Blutlaugensalz Berliner Blau gebend: ganz schwarz	Magnetit.
weißlich angelaufen	Titaneisenerz.
Mit Phosphorsalz Manganperle gebend strukturlos	Psilomelan.
gleichkörnig	Braunit.
schilfig, kurzstenglig	Manganit.
langfaserig	Pyrolusit.

Grau.

Etwas gelblich	Zinnkies.
Hochgradig spaltbar	Bleiglanz.
Weniger deutlich spaltbar, mit KHO gelbe Lösung, mit Borax Cu-perle	Enargit.
Mit Blutlaugensalz Berliner Blau gebend .	Eisenglanz.
Auf dem Glimmerblättchen schmelzend.	
Mit Salzsäure Chlorblei ausscheidend . .	Jamesonit.
Mit Caesiumchlorid und Jodkalium Antimonreaktion	Antimonglanz.
Mit Caesiumchlorid und Jodkalium Wismutreaktion	Wismutglanz.
Nur in konzentrierter Salpetersäure unter Schwefelabscheidung löslich	Silberglanz.
Aus salpetersaurer Lösung scheidet sich tellurigsaures Silber	Petzit.
In konz. Schwefelsäure, anfänglich rote Lösung	Calaverit.
Mit KHO rötliche Schmelze	Molybdänglanz.
Mit Phosphorsalz smalteblau	Speiskobalt.
„ „ amethystfarben	Hausmannit.
„ „ blaugrün	
mit HNO_3 sich aufblähend	Bournonit.
mit HNO_3 nach dem Trocknen weiß beschlagend .	Fahlerz.
mit HNO_3 nach dem Eintrocknen blaugrün . .	Kupferglanz.

Weiß.

Geschmeidig reinweiß	Platin.
rötlichweiß	Silber.
Spaltbar, sehr vollkommen	Sylvanit.
ziemlich deutlich	Arsenkies.
submikroskopisch, Co-perle . . .	Glanzkobalt.
Nicht spaltbar	Weißnickelkies.

Gelb oder rot.

Tiefrot	Kupfer.
Glänzend rotgelb	Gold.
Intensiv gelb	Kupferkies.
Bronzefarben oder bunt angelaufen	Buntkupferkies.
Graugelb	Schwefelkies.
„ mit 3 % Silbernitrat schnell anlaufend	Markasit.
Fast gelblichgrau	Magnetkies.

III. MIKROSTRUKTUREN DER WICHTIGSTEN LAGERSTÄTTENARTEN

STRUKTUREN MAGMATISCHER AUSSCHEIDUNGEN

1. CHROMEISENERZLAGERSTÄTTEN

Über die Mikrostrukturen der Chromeisenerzlagerstätten ist in der Literatur nur wenig zu finden. Es erklärt sich dies daraus, daß das Chromeisenerz nur selten in frischen Olivingesteinen, meist vielmehr in stark zersetzten Serpentinen gefunden wird. Auch hat in der kurzen Zeit, seit welcher das Interesse der Industrie den Chromeisenerzen sich besonders zuwandte, alsbald die Gruppe der kleinasiatisch-griechischen und neukaledonischen Lagerstätten fast die gesamte Produktion an sich gezogen. Da hier das Chromeisenerz aber in Form loser, ausgewitterter Blöcke gewonnen wird, so waren petrographische Untersuchungen ohne unmittelbaren praktischen Wert.

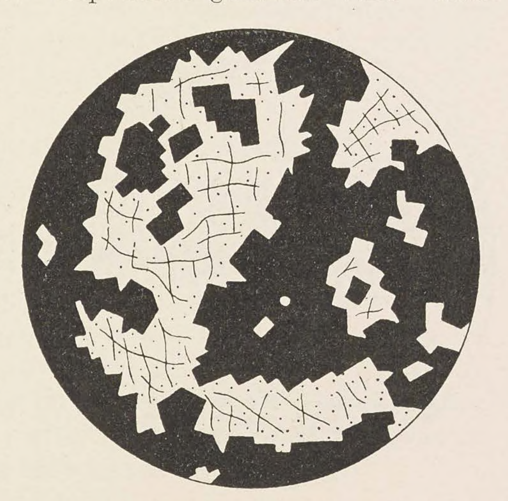


Fig. 17. Chromit und Olivin von Ramberget. Vergr. 20 mal (nach Vogt).

In den Serpentinen bildet es meist ziemlich große, formlose Klumpen, die sich aus dem feinverteilten Chromeisenerzgehalt des ursprünglichen Olivingesteins zusammengezogen haben. Auch füllt es in halb serpentinisierten oder serpentinisierten, aber in ihrer inneren Struktur noch wenig veränderten Gesteinen gern die feinen Risse und Spalten aus, die den Olivin durchziehen, und von denen

aus die Serpentinisierung sich zuerst ausgebreitet hat. In den noch sehr frischen Chromeisenerzausscheidungen von Norwegen, die Vogt[1]) beschrieben hat, erweist sich das Chromeisenerz als ältester Gemengteil. Scharfe Chromeisenerzoktaeder liegen oft zu zackigen Massen vereinigt in dem Olivin, Anorthit usw., der rein allotriomorph die übrigbleibenden Räume erfüllt (Fig. 17 u. 18).

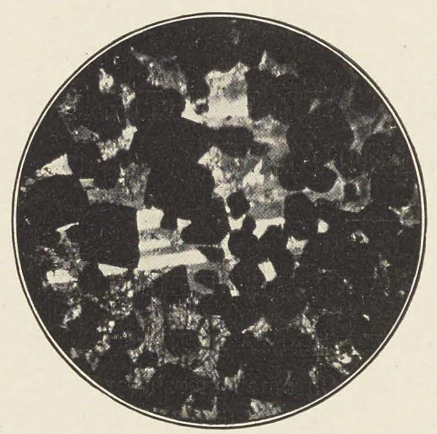


Fig. 18. Scharfer Chromitoktaeder als Einschlüsse in Enstatit und Anorthit, Maghaliesberge. Vergr. 50mal.

Hier und da findet man den Olivin oder seine Zersetzungsprodukte auch in kleineren, den Chromit durchziehenden Spältchen. Dasselbe Bild einer Auskristallisation und sogar einer Zerbrechung der Chromeisenerzkörner noch vor der Ausscheidung des Olivins bieten die von Ryba[2]) beschriebenen Chromeisenerzlagerstätten von Kraubath. Hier ist übrigens dem Olivin gelegentlich etwas Bronzit und Chromdiopsid beigemengt. In den Chromitlagerstätten der Insel Hestmandö kommt eine bis ins Mikroskopische gehende, streifenweise Verteilung des Chromeisenerzes vor, die als Fluidalstruktur aufzufassen ist (Fig. 19). Es findet sich hier im Erz ziemlich viel neugebildeter Aktinolith. In den von Beck[3]) beschriebenen Lagerstätten von Värnäsfjeld und Maghaliesberg spielt auch

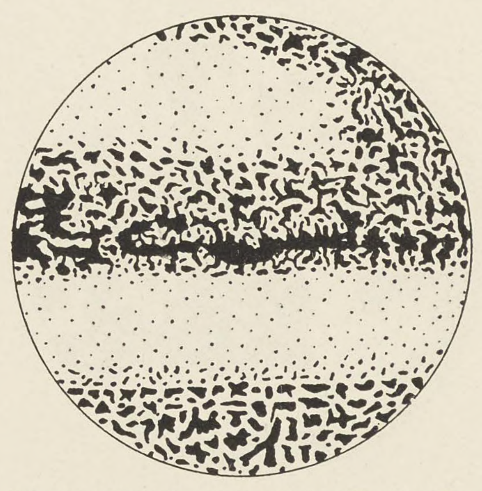


Fig. 19. Chromit-Saxonit von Hestmandö. Ungefähr natürliche Größe. (Nach Vogt.)

1) J. H. L. Vogt, Zur Klassifikation der Erzvorkommen, Z. pr. Geol. 1894.

2) F. Ryba, Beitrag zur Genesis der Chromeisenerzlagerstätten bei Kraubath, Z. pr. Geol. 1900, S. 337.

3) R. Beck, Die Lehre von den Erzlagerstätten, 3. Aufl.

in den erzführenden Gesteinsproben der Feldspat, der sonst ganz zurücktritt, eine bedeutende Rolle. An letzterem Ort ist es ein Anorthit, an ersterem aber sogar ein Oligoklas. In jedem Falle ist jedoch der Feldspat das jüngste unter den primären Gemengteilen.

Aus der Anordnung scharfer Chromitoktaeder in Serpentinadern des Olivingesteines von Dubostica schloß Baumgärtel[1]) auf eine sekundäre Ausscheidung des dortigen Erzes, doch muß man wohl Beck beipflichten, wenn er diese Oktaederreihen für primär gebildet hält. Man kann wohl annehmen, daß durch sie der Serpentinisierung der Weg vorgezeichnet wurde, und sie nur aus diesem Grunde jetzt in Serpentinadern liegen. Wenn auch das Chromeisenerz als Mineral bei der Auskristallisation des Magmas, soviel uns bekannt ist, stets zuerst auskristallisierte, so ist doch nicht zu vergessen, daß öfters nahe der Oberfläche erst undifferenzierte Olivingesteine erstarrten und später durch Differentiation in der Tiefe Chromeisenerz bzw. chromeisenerzreiches Gestein entstehen konnte, welches auf Spalten in das schon gebildete Olivingestein als jüngeres Magma eindrang. Diese jüngeren Instrusionen, die man makroskopisch oft feststellen kann, gehen jedoch wohl niemals bis zu mikroskopischen Ausmaßen herab.

2. DIE TITANEISENERZLAGERSTÄTTEN

Die Ausscheidungen von Titaneisenerzen in Gabbrogesteinen sind besonders eingehend von Vogt[2]) untersucht worden. Das älteste Gemengteil dieser Magmen ist, soweit er nicht fehlt, meist der Spinell. Man findet ihn nur an den besonders erzreichen Stellen des Gesteins. (Nach Vogts Differentiationsdiagramm des Lofotenerzes tritt er zuerst in minimaler Menge bei 40 % Erzgehalt des Magmas auf.) Er findet sich in scharfen porphyrischen Kristallen im Erz auch dort, wo keinerlei silikatische Gemengteile auftreten, und macht bis zu 12 % der Gesteinsmasse aus.

Die nächstälteste Ausscheidung ist, wenigstens unter normalen Verhältnissen, das Eisenerz. Dieses ist bald reiner Ilmenit, bald titanhaltiger Magnetit. Letzterer stellt übrigens nicht etwa irgendeine chemische oder auch nur vom Standpunkte der Lösungstheorie aus aufzufassende Verbindung, sondern ein einfaches mechanisches

---

1) Baumgärtel, Nebengestein der Chromeisenerzlagerstätten von Dubostica. Tscherm. Mitt. 1904, S. 393.

2) a. a. O.

Gemenge von Ilmenit mit Magnetit dar. Es geht dies aus dem Umstand hervor, daß es bei starker Zerkleinerung gelingt, durch magnetische Aufbereitung (Ilmenit ist bekanntlich fast unmagnetisch) die beiden Mineralien annähernd zu trennen oder doch wenigstens den Titangehalt des Titanomagnetits stark zu verringern. (Am Titanomagnetit von Ramsay läßt sich nach Steinar Foslie diese Trennung nicht durchführen.) Hussak[1]) berichtet von brasilianischen Titanomagnetiten sogar, daß man die kleinen Ilmenitindividuen auf den Oktaederflächen des Magnetits in regellosen, zackigen Körnchen aufsitzen sehen könnte. Warren[2]) beobachtete nach Anätzung mit Salzsäure vier sich kreuzende Lamellensysteme von Ilmenit, im Magnetit eingewachsen. Die Lage dieser Lamellen entspricht den Flächen des Oktaeders. Singewald[3]) hat die titanhaltigen Magnetite sehr eingehend untersucht und kommt zu dem Ergebnis, daß der Ilmenit teils regellos, teils gesetzmäßig im Magnetit eingewachsen sei, daß aber auch ein Titangehalt des Magnetitmoleküls vorkomme. Die prozentuale Beteiligung dieser drei Formen an den verschiedenen titanhaltigen Eisenerzen könne aber sehr verschieden sein.

Nach dem Titaneisenerz oder titanhaltigen Magnetit pflegen sich die eisenhaltigen Silikate, die femischen Gemengteile auszuscheiden und zuletzt die Feldspate, die salischen Gemengteile. Mehrfach ist jedoch diese Altersreihenfolge nicht ganz einwandfrei nachzuweisen. Zum Beispiel finden sich häufig zwei Erzgenerationen, eine ältere, die in scharfen Kristallen in den femischen sowohl als in den salischen Gemengteilen sich eingeschlossen findet, und daneben eine jüngere Erzgeneration, die meist sogar jünger als die Feldspate ist.

Die größeren Erzmassen sind stets Anhäufungen des jüngeren Erzes, umschließen also einzelne Kristalle von Hypersthen, Diallag, Olivin und Feldspat, wie dies besonders Kemp[4]) von den Lagerstätten der Adirondacks beschreibt.

---

1) E. Hussak, Über die Mikrostruktur einiger brasilianischer Magneteisensteine. N. J. f. Min. usw. 1904, I.

2) C. H. Warren, The Petrography and Mineralogy of Iron Mine Hill, Cumberland. Am. Journ. Science XXV, 1908.

3) J. T. Singewald, The Microstructur of titaniferous magnetites Econ. Geol. VIII, S. 207, und The Titaniferous Iron Ores in the United States. Bur. of Mines Bull. 64.

4) J. F. Kemp, The titaniferous Iron Ores of the Adirondacks. 19. Ann. Report. U. S. Geol. Surv. III, S. 383.

Auch Biotit kommt, z. B. bei Taberg, in eisenerzführenden Gabbros vor. In Ekersund findet sich Titanit als frühzeitig gebildeter Gemengteil in gut entwickelten, spindelförmigen Kristallen im Erz eingeschlossen.

Die Lagerstätten von Andopen sowie verschiedene andere in Norwegen zeigen eine doppelte Differentiation des gabbroiden Stammmagmas. Aus einem normalen Gabbro, dessen saures Endglied sogar ein fast reiner Labrardofels ist, entwickelt sich einerseits durch Vortreten des Erzes und des Augits Titanomagnetit-Diallagit und spinellhaltiger Titanomagnetit, anderseits durch Uberhandnehmen des Olivins reines; erzarmes Olivingestein.

Als Ilmenitlagerstätte in einem ungewöhnlichen Nebengestein ist Alnö zu erwähnen, über dessen petrographische Eigenheiten uns vor allem Högbom[1]) belehrt hat. Es findet sich hier Titanomagnetit in einer bis zur Abbauwürdigkeit steigenden Menge in basischen Schlieren eines Nephelinsyenits. Dieses Gestein ist nebenbei durch reichliche Führung primärmagmatischen Kalzits ausgezeichnet, der sogar u. d. M. in schriftgranitähnlicher Verwachsung mit Orthoklas beobachtet wurde.

Etwas abweichend ist die Lagerstätte von Välimäki[2]) in Finnland insofern, als hier der Gabbro dioritisch (bzw. amphibolitisch) umgewandelt ist. Epidotneubildungen und Augitkerne erweisen die sekundäre Natur der Hornblende. Von Interesse ist das Vorkommen von Apatit in den hier auftretenden Erzschlieren titanhaltigen Magnetits.

Noch wesentlich stärker umgewandelt sind die Gabbrogesteine und die in ihnen liegenden Ilmenitausscheidungen der Umgegend von Bergen. Der Titangehalt des Ilmenits hat hier zu reichlicher Neubildung von Rutil geführt. Pyroxen ist stellenweise fast ganz verschwunden und ist durch sekundäre Biotite und Hornblenden ersetzt, die zwischen die primären Gemengteile eindringen. Vielfach findet man auch Ausscheidungen von Granat und neugebildetem Feldspat.

Zu stark abweichenden Ergebnissen über die Altersfolge der Gesteinsgemengteile in magmatischen Titanerzlagerstätten kam

---

1) A. G. Högbom, Über das Nephelinsyenitgebiet auf der Insel Alnö. Geol. Fören. Förh. XVII, 1895, S. 100.

2) Blankett, Välimäki Malmfält. Geol. Fören. Förh. 1896, S. 201.

Warren[1]) bei der Untersuchung der Erze von Iron Mine Hill. Als älteste Mineralbildung tritt hier Plagioklas in gruppenweise gehäuften leistenförmigen Kristallen auf. Jünger sind Spinell und Olivin, welch letzterer Einschlüsse kleiner Feldspatleistchen umschließt. Die jüngste Bildung ist das Erz. Es hat die Olivinkristalle durch Resorption zu rundlichen Körnern umgewandelt (Fig. 20). In gewissen, untergeordneten Gesteinspartien ist der Olivin durch Aktinolith ersetzt. Man findet Körner, die noch halb aus Olivin, halb schon aus Aktinolith bestehen. In solchen Gesteinspartien sind dann auch die Olivinkörner nicht serpentinisiert, sondern von einer Chloritkruste umzogen, und Chlorit durchzieht auch längs kleiner Spältchen das Erz.



Fig. 20. Plagioklasleisten, rundlich resorbierte Olivine und kleine scharfe Spinellkristalle im Titanomagnetit. Einschlüsse von Erz in Olivin. (Nach Warren u. Johnson.)

3. DIE APATIT-EISENERZLAGERSTÄTTEN

Von allen Arten magmatischer Erzlagerstätten ist die Gruppe der Apatit-Eisenerzlagerstätten am vollkommensten petrographisch durchforscht, nicht zum mindesten wegen der überragenden weltwirtschaftlichen Bedeutung der Riesenlagerstätten von Kirunavaara und Gellivare. Außer in verschiedenen Arbeiten von Vogt, der sich in erster Linie mit dem Studium der Differentiationsprozesse beschäftigte, finden wir auch sonst in der Literatur zahlreiche Einzelheiten über die Mikrostruktur dieser Lagerstätten besonders bei O. Stutzer.[2]) Das Muttergestein dieser Erze ist fast stets ein natronreicher Syenitporphyr oder Keratophyr. Fast ausnahmslos kann man zwei Erzgenerationen unterscheiden, eine ältere, die in

---

1) C. H. Warren, The Petrography and Mineralogy of Iron Mine Hill, Cumberland. Amer. Journ. Sc. XXV, 1908.

2) O. Stutzer, Geologie und Genesis der lappländischen Eisenerzlagerstätten. N. Jb. f. Min. usw. Beil.-Bd. XXIV.

scharfen Kristallen in allen anderen Gemengteilen eingeschlossen ist, und eine jüngere, die ihrerseits alle jüngeren Gemengteile umschließt. Wie bei vielen Titaneisenerzlagerstätten ist es diese jüngere Erzgeneration, die durch gelegentliche abnorm starke Entwicklung zu den eigentlichen abbauwürdigen Erzmassen führt. Ungefähr gleichalterig mit dem jüngeren Erz und dieses begleitend findet man zumeist den Apatit. Der Feldspat des Gesteins ist oft schön entwickelter Mikroperthit. Daneben kommt Amphibol vor. Er wird in der Nähe größerer Erzmassen oft durch grünen Biotit ersetzt, und dieser Glimmer legt sich bisweilen kranzförmig um die Feldspate herum. Manchmal zeigen die Feldspäte wohl auch eine vom Rande her vorschreitende Umwandlung in Chlorit. In den Feldspaten findet sich der ältere Magnetit in scharfen Oktaederkristallen eingewachsen. Der jüngere Magnetit bildet Klümpchen in der Grundmasse, und man kann beobachten, daß dort, wo diese besonders erzreich ist, die Feldspate deutliche Resorptionserscheinungen aufweisen. Ebenso sind die Hornblendesäulchen, wo sie mit dem Erz in Berührung treten, deutlich angefressen. Wie das Erz verhält sich der Apatit, so daß man zuweilen resorbierte Bruchstücke größerer Feldspate auch im Apatit bemerken kann. Abseits von den größeren Erzanhäufungen fallen diese Erscheinungen fort, hier sieht man nur die Magnetitoktaederchen älterer Generation in den Feldspaten eingeschlossen.

Ist das Erz in geringer Menge vorhanden und gehört es nur der jüngeren Generation an, die, wie erwähnt, zuerst als Klümpchen in der Grundmasse erscheint, so liegen scharfe, weiße Feldspateinsprenglinge in einem schwarzgrauen eisenreichen Magma.

Ähnlich wie bei den Titaneisenerzlagerstätten tritt auch hier eine doppelte Differentiation ein. Einerseits in bezug auf das Erz, anderseits in bezug auf den Amphibol, wenn auch freilich die amphibolreichen Partien meist zugleich ziemlich erzreich sind (wohingegen erzreiche amphibolarme Partien häufig vorkommen). Amphibolmagnetitgemenge liegen in fluidalen Streifen im Gestein eingeschaltet. Es tritt dann meist Apatit als treuer Begleiter des Erzes und Titanit als treuer Begleiter der Hornblende hinzu. Der Titanit ist übrigens in solchen Gesteinsarten jünger als der Apatit, den er allseitig umschließt.

In Kirunavaara sind die Apatite oft optisch anomal und zweiachsig. Sie sind, wie schon gesagt wurde, jünger als der Magnetit, aber wo Eisenglanz vorkommt, älter als dieser. Oft bilden sie

amöbenartige Massen, die die Restzwickel zwischen den Magnetitkristallen erfüllen. Auf einigen Lagerstätten, z. B. in Ekströmsberg, tritt der Apatit in zwei Generationen auf, von denen die ältere scharfe Kristalle bildet, die von der jüngeren umflossen werden. Es kann daher nicht allzusehr überraschen, daß man hier gelegentlich auch idiomorphe Apatiteinsprenglinge findet, die älter sind als ein Teil des Magneteisenerzes, von dem sie nach Art porphyrischer Einsprenglinge umschlossen werden.

Ein eigenartiger Begleiter der Magnetit-Apatitmassen ist Turmalin mit dunkelgrüngrau-hellgrüngrauem Pleochroismus. Er findet sich in Kirunavaara besonders gern an den Grenzen zwischen Apatit und Porphyr. Jüngere Begleiter des Apatits sind helle Glimmer und sekundäre, klare Feldspate. Auch Buntkupferkies setzt gangförmig im Erze auf und dringt seitlich in dieses hinein. Der Kies ist noch jünger als der sekundäre Feldspat, zum Teil muß er aber auch gleichalterig mit diesem sein, da gestrickte Formen von Bornit in Feldspat beobachtet wurden.

Ein bezeichnender jüngerer Begleiter des Apatits ist in Svappavaara der Kalzit. Er findet sich mit ihm so innig verwachsen, daß man an eine magmatische Entstehung dieses Minerals glauben möchte.

Etwas abweichend sind die Strukturformen der Erzmassen von Gellivare, die in einem Natronsyenitgneis aufsetzen. Das gelegentliche Vorkommen nur wenig gestreckter Natronsyenit-Porphyre in diesem Gebiet zeigt aber, daß hier nur dynamometamorph gestreckte Abarten desselben Gesteins wie in Kirunavaara vorliegen. Alle makroskopischen wie mikroskopischen Abweichungen der Gesteinsstruktur vom Typus Kirunavaara lassen sich auf solche sekundäre Streckung zurückführen. Zu bemerken ist dabei allerdings, daß ein jüngerer Granitgneis in parallelen Zügen die Erzmasse durchsetzt, und die Struktur dieses Gesteins zeigt natürlich keinerlei Beziehungen zu derjenigen, die wir bei den ungestreckten Magnetit-Apatitlagerstätten kennen lernten.

Auch die Erze von Mineville im Staate New-York, die in einem z. T. gneisartigen Augitsyenit auftreten, zeigen ähnliche Verhältnisse wie die anderen Erze dieser Klasse. Das Erz als jüngstes Gemengteil umschließt die silikatischen Mineralien: Augit, Hornblende und Biotit.

Die Lagerstätten von der Wissokaia Gora und vom Goroblagodat werden von einigen Forschern für kontaktmetamorphe, von

anderen für magmatische gehalten. Diejenigen Mikrostrukturen, die von den Anhängern der letzteren Ansicht als beweisend geschildert werden, schließen sich z. T. eng an die Strukturen von Kirunavaara an. Die ältere Magnetitgeneration, die am Goroblagodat in scharfen Einschlüssen im Augit gefunden wurde, tritt hier allerdings sehr zurück. Alles Erz ist jünger als die anderen Gesteinsgemengteile, von denen Mikroklinmikroperthit (Mikroklin + Albit im Verhältnis 2:3 nach Loewinson Lessing)[1]), Augit, Biotit, Titanit, Zirkon und Apatit genannt seien, und die oft eigentümlich, breccienartig (zerspratzt) und korrodiert im Magnetit liegen. Allmähliche Übergänge zwischen Erz und Eruptivgestein kommen mehrfach vor. An der Wissokaia konzentriert sich das Erz in auffälliger Weise um die Mandelräume gewisser mandelsteinartiger Abarten des Syenits.

Die magmatischen Ausscheidungen, die sich abseits von den später zu besprechenden, von Skarn begleiteten Magnetiten im Granitgneis von Arendal bei Näskilen Lyngrot und Alve finden, sind von sehr eigenartiger Struktur. Der Magnetit bildet in diesem als Eisengranitel bezeichneten Gestein Streifen, die zwischen 1 mm und 1 Zoll in ihrer Dicke schwanken, und sich zu massigen Erzlagern zusammenhäufen können. Auch hier findet sich mit dem Erz viel Apatit und etwas Hornblende vergesellschaftet. Ähnlich wie in Gellivare findet man Breccienbildungen, die durch ein Gemenge von Magnetit, Apatit und Hornblende verkittet sind. Es liegt hier unzweifelhaft die regionalmetamorphe Umwandlung eines Erzlagers vor, ob wirklich die eines magmatischen kann wohl noch nicht als ganz sicher entschieden gelten.

4. NICKELMAGNETKIESLAGERSTÄTTEN UND ANDERE MAGMATISCHE SULFIDE

Die nickelhaltigen Magnetkiese, die sich an den verschiedensten Punkten in Gabbrogesteinen ausgeschieden finden, sind stets die jüngsten Mineralbildungen, und zweifellos mindestens z. T. sekundär umgesetzt. Sie umschließen nicht nur gelegentlich alle anderen Gemengteile, sie resorbieren dieselbe nicht nur zu rund-

---

1) F. Loewinson Lessing, Über die Magneteisenerzlagerstätten der Wyssokaya Gora am Ural. Mitt. aus dem min. Labor. des Polytecknikums in St. Petersburg. 1906. Bd. V, S. 219—230 (russ.).

2) Ders., Über die Eisenerzlagerstätten vom Blagodat im Ural. Bericht des Petersburger Polytechnischen Instituts. 1907. VIII, 1—12.

lichen Massen, sondern sie korrodieren sie auch öfters, indem sie ganz nach den Gesetzen der metasomatischen Verdrängung längs Spaltrissen und mechanischen Spalten in diese eindringen (Fig. 21).

Fig. 21. Magnetkies (*m*) frißt sich in feinen Kanälen in Diallag (*d*) und Plagioklas (*p*) (von Varallo). Vergr. 50 mal (nach Beck).

Die Bildung der Erze wird daher z. B. für die Lagerstätten von Schweidrich und Sohland an der Spree von Beck[1]) in eine postvulkanische, pneumatolytische Phase der Gesteinsbildung verlegt. Das Erz findet sich hier stets in solchen Zonen des Gesteins, in denen der Augit zersetzt und statt seiner viel neugebildete Hornblende zugegen ist. Es finden sich verschiedene magmatische Differentiationen, echter Diabas, Proterobas (mit primärer Hornblende), Biotit führender Diabas und tonerdereiche Ausscheidungen von Spinell, Korund, Plagioklas und Biotit, das Erz kommt in allen diesen verschiedenen Typen, also unabhängig von der Differentiation, dagegen abhängig von der sekundären Umwandlung vor.



Fig. 22. Erzhaltiger Norit von Erteli: *e* Enstatit, *p* Plagioklas, *h* Hornblende, *g* Granat, *m* Magnetkies. Vergr. 50 mal (nach Beck).

Ähnliches gilt von den Nickelmagnetkieslagerstätten Norwegens und Schwedens, die uns besonders Vogt[2]) beschrieben hat.

1) R. Beck, Die Nickelerzlagerstätten von Sohland a. d. Spree und ihre Gesteine. Z. d. Geol. Ges 1903, S. 296.

2) J. H. L. Vogt, Bildung von Erzlagerstätten durch Differentiationsprozesse in Eruptivmagmata. Z. pr. Geol. 1893, S. 4.

Die. Augite sind vom Erz stark resorbiert, z. T. auch in Hornblende umgewandelt, und in diese dringt dann das Erz schlauchförmig ein (Fig. 22), ist also nicht nur jünger als die gesamten magmatisch ausgeschiedenen Mineralien, sondern auch jünger als deren Metamorphose. Das Erz wird oft von Granat begleitet und erweist sich auch jünger als dieser. Es erfüllt Spalten, die beiderseits symmetrisch vom Granat umsäumt werden (Fig. 23).

Das gleiche Bild zeigt uns auch Sudbury (Dickson)[1]. Das Gestein besteht hier aus Labrador, Hypersthen, Enstatit, etwas Diallag, viel Quarz, wenig Biotit, primärer Hornblende und Olivin. Als primäre Erze findet man Magnetitoktaederchen, Ilmenitblättchen und Schwefelkieskriställchen, und zwar sind dies die ältesten magmatischen Ausscheidungen und finden sich als Einschlüsse in allen Gemengteilen. Der Nickelmagnetkies, die Haupterzmasse, aber korrodiert alle Silikate und dringt schlauchförmig in sie hinein, auch in die sekundäre Hornblende und die zu Saussurit umgewandelten Plagioklase.

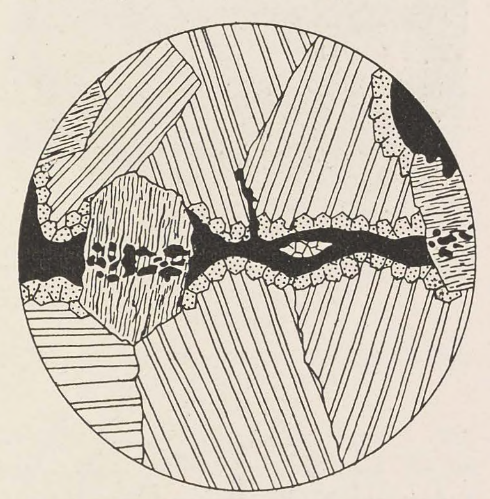


Fig. 23. Magnetkiestrum mit Granatsalband in den Diallagen geschlossen, in den Feldspaten in Körnchen aufgelöst. Vergr. 120 mal (nach Vogt).

Genaue Untersuchungen des Erzes ergeben übrigens, daß der Nickelgehalt im Magnetkies nicht chemisch gebunden ist, sondern von ihm mechanisch in Form kleiner Pentlanditoktaederchen umschlossen wird. Ätzt man einen hochglänzend polierten Schliff von nickelhaltigem Magnetkies mit Salzsäure, so wird nur der Magnetkies angefressen und verliert den Glanz seiner Politur, die Pentlandite treten dann besonders im metallographischen Mikroskop scharf hervor. Über den Sperrylithgehalt dieser Erze vgl. S. 40.

In den Nickelmagnetkieslagerstätten von Horbach fand Weinschenk eigentümlicherweise in zersetztem Norit, der die Erze be-

1) Ch. Dickson, The Ore Deposits of Sudbury, Ontario. Trans. Am. Inst. Min. Eng. Febr. 1903.

gleitet, Graphit. Der Rotnickelkies, der sich in zersetztem Olivinnorit und fast reinem Olivinfels bei Malaga findet, soll nach Gillmann ebenfalls magmatische Ausscheidung sein. Er verkittet einzelne Chromitkristalle und Augitindividuen (Fig. 24).

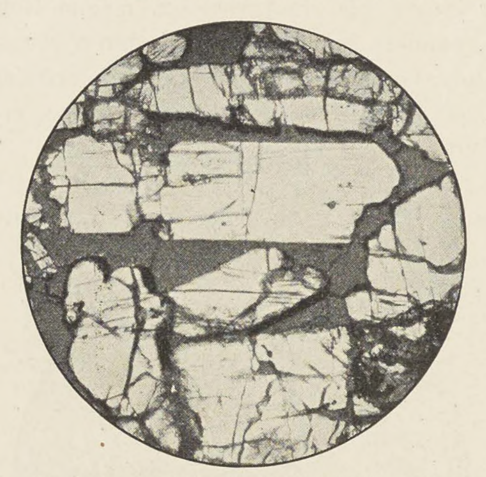


Fig. 24. Augitkristalle, durch Rotnickelkies verkittet im Serpentin von Malaga. Vergr. 10mal (nach Beck).

Ähnlicher Entstehung wie die Nickelmagnetkieslagerstätten ist wohl auch das Kupferkiesvorkommen von Monte Catini. Hier ist indessen von einer ursprünglichen magmatischen Struktur absolut nichts mehr zu sehen, da das Eruptivgestein (ein Olivingabbro) vollkommen serpentinisiert ist. Der Kupferkies liegt teils feinverteilt, teils in großen Klumpen in diesem in seiner jetzigen Form völlig sekundären Serpentin. Auch das Kupfererzvorkommen von Ookiep dürfte magmatisch (im weiteren Sinne) sein. Das Nebengestein besteht aus Hypersthen, bas. Plagioklas, wenig Biotit, Magnetit und Bornit. Der Hypersthen als jüngstes Gemengteil umschließt alle anderen Mineralien als gelegentliche Einschlüsse. Undulöse Auslöschung und gebogene und verworfene Zwillingsstreifung läßt auch hier eine dynamische Umwandlung des Gesteins vermuten.



Fig. 25. Buntkupferkies-Einschlüsse im Augit von Evergreen (nach Ritter). *a* Augit, *b* Buntkupferkies, *c* Enstatit.

1) E. A. Ritter, The Evergreen Copper-Deposits, Colorado. Trans. Am. Inst. Min. Eng. 1907, S. 751.

Sehr interessant und durch Ritter[1]) sehr genau petrographisch untersucht sind die Buntkupferkiesvorkommen von Evergreen in Colorado. Das Erz liegt in einem Eruptivgang und an dessen Kontakt gegen die umgebenden Schiefer. Das Eruptivgestein, Evergreenit von Ritter genannt, besteht aus Quarz, Alkalifeldspat (Orthoklas und Albit, oft mikroperthitisch verwachsen), Ägirinaugit, Diallag und Enstatit in langen Nadeln. Der Quarz tritt mit dem Feldspat in mikropegmatitischer Verwachsung auf. Das Erz bildet bisweilen Einschlüsse im Quarz, im Augit (Fig. 25) und auch im Orthoklas. Der Hauptsache nach ist es aber jünger als die Silikate. Vor allem der Enstatit wird von ihm oft mantelförmig umgeben, wobei das Sulfid wohl auch schlauchförmig in ihn eindringt. Man findet ferner Stellen, die nur aus Erz und Enstatit bestehen, und in denen dann der Enstatit scharf begrenzt als kreuz und quer gelagerte Prismen im Erze liegt (Fig. 26).

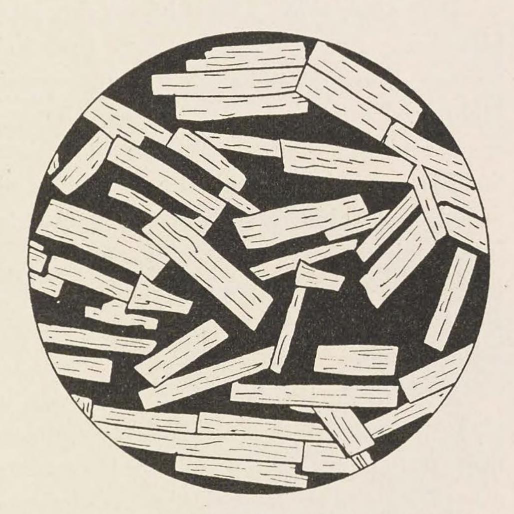


Fig. 26. Enstatitnadeln im Buntkupferkies von Evergreen. Vergr. 40mal (nach Ritter).

5. GEDIEGENE METALLE IN ERUPTIVGESTEINEN

Das Vorkommen gediegener Metalle als magmatische Ausscheidung spielt nur ausnahmsweise wirtschaftlich eine wichtige Rolle. Meist werden nur die Seifen abgebaut, in denen sich das Metall in der Nähe der Gesteinsausstriche angereichert hat (z. B. die Platinseifen). Theoretisch sind aber gerade die ursprünglichen Lagerstätten von besonderem Interesse.

Ausgedehnte petrographische Studien liegen über das Vorkommen von Gediegenem Eisen im Basalt von Ovifak (Uifak) in Grönland vor allem von Schwantke[1]) und Törnebohm[2]) vor. In

1) A. Schwantke, Die Basalte des westlichen Nordgrönlands und das Eisen von Uifak. Sitzungsber. d. Kgl. Preuß. Akad. d. Wiss. 1906.

2) A. E. Törnebohm, Über die eisenführenden Gesteine von Ovifak und Assuk. Bihang till. Kgl. Svenska Vet. Ak. Handl. 1878.

einer Plagioklasbasaltdecke finden sich hier in der Tiefe entstandene Einschlüsse von großkörniger, doleritischer Struktur. Sie bestehen zumeist aus denselben Gemengteilen wie der Basalt: Labradorfeldspat, Augit, Olivin, Titaneisenerz, Magnetit und Glasbasis, z. T. bilden sie aber auch reine Anorthitfelse mit reichlichem Gehalt an Graphitblättchen. Das Gediegene Eisen findet sich besonders gern an der Grenze dieser Ausscheidungen und erweist sich als jüngste Mineral bildung dadurch, daß es idiomorphe Individuen des Labradorfeldspats und der anderen Silikate umschließt. Durch Vorwalten bald des Eisens, bald der Silikate entstehen allerlei Übergänge zwischen Arbeit von reiner Eisenmasse und eisenfreiem Gestein. Als jüngste, ja vielleicht sogar postvulkanische Mineralbildung gibt sich das Eisen auch dadurch zu erkennen, daß es stellenweise Klüfte im Basalt ausfüllt und breccienartigen Teilen des Gesteins als Bindemittel dient.

In Asuk ist das Eisen nicht das jüngste Gemengteil. Es ist hier älter als die Kristalle der Grundmasse, die, allerdings in allen basaltischen Gesteinen, einer jüngeren Generation angehören als die Silikate der doleritischen Gesteinsmassen. Das Eisen liegt in kleinen, durch Fluidalstruktur reihenweise angeordneten Körnchen in der Grundmasse verteilt. Man kann nachweisen, daß diese eisenführenden Zonen besonders arm an oxydischen Eisenerzen und an dem Haupteisensilikat, dem Olivin, sind.

Das Nickeleisen (Awaruit) von Awarua[1]) kennt man nur aus einer eluvialen Seife, doch kann man aus gelegentlichen Körnern, in denen es noch mit dem Muttergestein verwachsen ist, erkennen, daß es in einem serpentinisierten Olivin-Enstatitgestein sich neben reichlichem Chromeisenerz findet.

Das Muttergestein des gediegenen Platins ist ein chromitführender Olivinfels. In ihm kommt das Metall nach Meunier[2]) in amöbenartig verzweigten Klümpchen zwischen den Chromeisenerzkörnchen vor. Diese Klümpchen bestehen nach Beck[3]) aus dichtgedrängten, vieleckigen Körnern von deutlich zonarem Aufbau, wie man im metallographischen Mikroskop an auf hochglanzpolierten

---

1) G. H. F. Ullrich Quart. Journ. 1890.

2) St. Meunier, Etude sur la roche mère du platine dans l'Oural. VII. Congr. Geol. Int. 1897.

3) R. Beck, Über die Struktur des uralischen Platins. Kgl. Sächs. Ges. d. Wiss. Bd. 59 (1907).

Schliffen erkennt (Fig. 27). Mit Königswasser geätzt zeigt eisenhaltiges Platin eigenartige, an die Widmannstättschen Figuren der Meteoriten erinnernde Oberflächenerscheinungen.[1]) Kristalle von Newjanskit, Osmiumiridium, die man oft als Einschlüsse im Platin findet, treten nach dem Ätzen mit Königswasser als leistenförmige Schnitte reliefartig hervor. An der Gusjewa liegt das Platin als letzte Ausscheidung in einem Pyroxengestein, welches neben Eisenerz als ältestem Gemengteil nur Diopsid und, ungefähr gleichalterig mit dem Platin, etwas Hornblende führt.

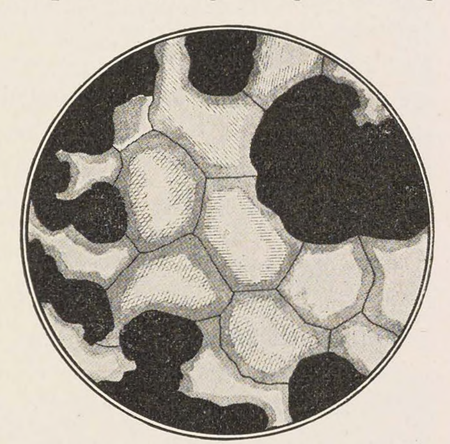


Fig. 27. Platin in zonalen Mischkristallen als jüngste Ausscheidung zwischen Chromitkörnern. Vergr. 50 mal (nach Beck).

Das Vorkommen von gediegenem Gold in Eruptivgesteinen ist vielfach noch strittig. Beck[2]) erwähnt sein Vorkommen in der Hornblende eines Gabbrodiorits von Sahofa (Madagaskar), dessen Flaserung er als Primärstruktur auffaßt, und der neben Hornblende und Feldspat noch Diallag, Glimmer, Apatit, Ilmenit und etwas Pyrit führt.

Als Einschluß im Feldspat und Quarz eines granitischen Gesteins findet es sich nach Merill[3]) in Sonora, Mexiko, und in einem Aplit von der Winscott-Grube bei Helena (Montana) beschreibt es Harvey-Weed[4]) als Einlagerung zwischen feinen, büschelförmigen Turmalinsäulchen.

Gediegenes Kupfer findet sich nach Voit[5]) in einem Syenit von Umzhlatuzi im Zululande. Kleine Blättchen des Metalls werden von Hornblende und Feldspat umschlossen.

---

1) E. Isaak und G. Tamann, Über die Legierungen des Eisens und Platins. Ztschr. f. anorgan. Chemie, Bd. 55 (1907), S. 63.

2) R. Beck, Erzlagerstätten, 3. Aufl., S. 26.

3) G. P. Merill, Occurence of free gold in granit. Amer. Journ. of Science 1896. I, S. 309.

4) W. Harvey-Weed, Geol. Soc. of America January Meeting, 1903.

5) F. Voit, Übersicht über die nutzbaren Lagerstätten Südafrikas. Z. pr. Geol. 1908, S. 14.

STRUKTUREN DER ERZLAGERSTÄTTEN IN METAMORPHEN GESTEINEN

1. SOG. INTRUSIVE KIESLAGER UND VERWANDTE BILDUNGEN

Zahlreiche Lagerstätten treten als mehr oder weniger konkordante Bildungen in den Schichtensystemen der kristallinen Schiefer auf. Ihnen allen ist gemeinsam, daß die Prozesse, welche aus ehedem normalen Sedimenten oder Eruptivgesteinen Schiefer entstehen ließen, auch auf die Erze der Lagerstätten ihren Einfluß ausübten. Ob die Erze ursprünglich schon syngenetisch als Sedimente oder magmatische Ausscheidungen dem Verbande der Gesteine angehörten, oder ob sie vor der Metamorphose epigenetisch eingedrungen sind, ist in vielen Fällen sehr schwer zu entscheiden. Nicht selten haben die Erze nur den letzten Akt der Metamorphose miterlebt, sind also während des Umwandlungsprozesses epigenetisch in die Schiefer eingedrungen. Dieser Fall liegt besonders häufig dann vor, wenn es eine Kontaktmetamorphose war, welche die Schiefer umwandelte, ja es sind hier besonders gern gerade die letzten Phasen der Einwirkung eines glutflüssigen Magmas, die postvulkanisch-pneumatolytischen Prozesse, welche die Zufuhr des Erzes in die schon weitgehend umgewandelten Gesteine des Kontakthofes verursachten. Mikroskopisch zeigen indessen alle diese Lagerstätten enge Beziehungen zu den Mikrostrukturen kristalliner Schiefer. Deren eingehendes Studium ist daher zum Verständnis dieser Lagerstätten unerläßlich. Das Lehrbuch von Grubenmann[1]) und die entsprechenden Kapitel in Zirkels und Rosenbuschs Petrographie dürften zurzeit wohl die geeignetsten Quellen zur Belehrung über diese Materie sein.

Die sogenannten intrusiven Kieslager z. B. von Bodenmais, Huelva, Åtvidaberg, Agordo, Graßlitz, Falun, Sulitelma, Röros usw. stellen schon seit Jahrzehnten ein Streitobjekt in der Lagerstättenlehre dar. Ziemlich allgemein ist man jetzt allerdings zu der Überzeugung gelangt, daß sie epigenetisch, also nachträglich zwischen die umgebenden Schichten eingedrungen sind. Strittig ist aber in vielen Fällen noch, ob das Erz als Magma oder in Lösungen eindrang, und ob man daher die häufige Erscheinung, daß die umgebenden Silikate vom Erz angefressen erscheinen als Korrosion oder Resorption bezeichnen und auffassen soll. Gegen die Ent-

1) Grubenmann, Die kristallinen Schiefer. Berlin. 2. Aufl. 1910.

stehung aus Lösungen spricht es, daß man hier nicht wie bei den zweifellos echt metasomatischen Lagern eine bestimmte Gesteinsschicht, etwa ein Kalksteinlager, feststellen kann, dessen Stelle das Erz als „Pseudomorphose im großen", wie man gern die metasomatischen Lager bezeichnet, eingenommen hat. Offene Hohlräume von der oft beträchtlichen Mächtigkeit dieser Lager kommen wohl nicht in Frage. Gegen magmatische Entstehung spricht, daß sehr oft die Eruptivgesteine, aus deren Magma sich das Erz differenziert haben könnte, fehlen, und daß, wenn sie vorhanden sind, die für die echt magmatischen Lagerstätten so bezeichnenden Übergänge und stufenweisen Differentiationsreihen zwischen Erz und Eruptivgestein völlig fehlen. Die Silikate, welche gelegentlich mit dem Erz gemengt vorkommen und durch ihr Überhandnehmen eine Vertaubung des Lagers herbeiführen, sind ausnahmslos charakteristische Begleiter kristalliner und kontaktmetamorpher Schiefer, nur selten solche, die in Eruptivgesteinen vorzukommen pflegen.

So findet man Cordierit und Anthophyllit in Bodenmais und Falun, Chloritoid, Anthophyllit und Turmalin in Klingenthal-Graßlitz, Pleonast und Granat am Åtvidaberg usw.

Am genauesten von diesen Lagerstätten dürfte mikroskopisch wohl die von Bodenmais untersucht sein.[1]) Hier trifft man im Erz große, aber oft auch mikroskopisch kleine allseitig angefressene Individuen von Quarz, Cordierit, Feldspat, Andalusit, Granat, rhombischem Pyroxen und Zinkspinell an. Oft sind diese Nebengesteinsrelikte von regenerierten Zonen umgeben, welche tropfenförmige Einschlüsse von Magnetkies enthalten, sie sind also während des Erzabsatzes wieder weiter gewachsen. Die Prozesse, welche diese Mineralien bildeten, sind demnach zur Zeit des Erzabsatzes noch weiter vor sich gegangen.

Die epigenetische Entstehung des Erzes macht sich im kleinen unzweifelhaft kenntlich, wenn man sieht, wie das Erz zwischen die Spaltlamellen des Glimmers vordringt und die infolge einer sehr verbreiteten Kataklasstruktur des Nebengesteins häufigen Mikrobreccien als Bindemittel verkittet. Anderseits zeigen sich weitgehende Metamorphosen der Nebengesteine nicht nur in der nächsten Umgebung des Erzes, sondern auch ziemlich entfernt von

---

1) E. Weinschenk, Die Kieslagerstätten am Silberberg bei Bodenmais. Abh. Kgl. Bayr. Akad. d. Wiss. II. Kl. Bd. XXI.

Ders., Der Silberberg bei Bodenmais. Z. pr. Geol. 1900, S. 65.

diesem. In sillimanitreichen Schiefern reichliche Granatbildungen mit eigenartigen sillimanitfreien Zonen um die Granaten, und ringförmige Umwachsungen von Quarz durch Granat. Höchst eigenartig sind skelettartig zerfressene Biotite im Erz (Fig. 28).

Für die naheverwandte Lagerstätte von Åtvidaberg in Schweden konnte Törnebohm[1]) eine scharfbestimmte Altersreihenfolge der Erze aufstellen: Magnetit, Magnetkies, Pyrit, Kupferkies, Zinkblende. An Nichterzen finden sich im Erz eingelagert Quarz und Pleonast. Diese sind ungefähr gleichalterig mit dem Magnetkies, da dieses Mineral sich sowohl als Einschluß in den Nichterzen findet, als auch die Zwickel zwischen ihnen ausfüllt. Im Quarz hat der Magnetkies auch hier eine eigenartig tropfenförmige Gestalt. Die Zinkblende ist sicher jünger als der Pleonast, den sie allseitig umschließt und an seiner Oberfläche korrodiert. Diese Korrosion führt bis zu vollkommener Verdrängung des Pleonasts und zur Bildung von Pseudomorphosen. An der Grenze gegen das Nebengestein werden auch Quarz, Feldspat, Hornblende und Granat von der Erzmasse umschlossen.



Fig. 28. Skelettartig entwickelter Biotit von Bodenmais. Vergr. 50mal (nach Weinschenk).

Bei Graßlitz im Erzgebirge, wo die Sulfide in Phyllit aufsetzen, ist Turmalin im unmittelbaren Nebengestein des Erzes in allerdings nur mikroskopisch kleinen Kristallen, aber in solcher Menge, daß sich z. T. Turmalinfels bildet, durch Gaebert[2]) nachgewiesen. Auch die mikroskopischen Erztrümchen werden von einem feinen Saum von Quarz-Turmalinaggregat begleitet, in dem man ein wenig Chlorit und Rutil findet. Im begleitenden Chloritphyllit treten kleine Magnetitkriställchen und porphyroblastische, dicktaflige

1) E. A. Törnebohm, Om de geologiska Forhållendena i Trakten kring Åtvidaberg och Bersbo. Geol. Fören. Förhandl. VII (1884).

2) C. Gaebert, Die Erzlagerstätten zwischen Klingenthal und Graßlitz. Z. pr. Geol. 1901, S. 140.

Kristalle von Chloritoid auf, die oft zu büschelförmigen Aggregaten verwachsen sind. Dieser Chloritoid wird vom sulfidischen Erz randlich angefressen und entlang seiner basischen Spaltbarkeit injiziert.

In dem Magnetkies findet man einzelne radialstrahlige, konkretionäre Aggregate oder auch Einzelkristalle von Pyrit. Diese setzen in genau der gleichen Art auch im erzfreien Schiefer auf, und bilden dort echt porphyroblastische Produkte, die wie die Chloritoidtafeln quer durch die Schieferung hindurchsetzen und nur ausnahmsweise infolge späterer Druckwirkungen von ihr etwas umschmiegt werden (vgl. übrigens auch die Lagerstätte vom Rammelsberg, Falun u. a. m.). Baumgärtel[1]) nimmt daher an, daß der Pyrit im Verhältnis zu den anderen Sulfiden einer ganz anderen Entstehungszeit angehört. Er faßt ihn als syngenetisch (und natürlich bei der Metamorphose konkretionär auskristallisiert), die anderen Sulfide aber als epigenetisch auf. Da wir dieselben Verhältnisse bei den norwegischen Kieslagern wiederfinden, ist wohl nicht ein sozusagen zufälliges Zusammentreffen zweier Prozesse anzunehmen, immerhin aber scheint in der Altersreihe zwischen Pyrit und Magnetkies ein Hiatus zu klaffen. Daß die Erze durch Lösungen injiziert wurden, wird sehr wahrscheinlich gemacht durch die mikroskopischen Beobachtungen, die Beck[2]) vom Erzlager Trau und Bau auf Gott, welches dem Graßlitzer ganz analog ist, veröffentlicht. Hier finden sich zum Teil echte querschlägige Gänge von Quarz, Bleiglanz, Zinkblende und Schwefelkies, die aber stellenweise auch konkordante Lagergänge bilden, und durch Überhandnehmen des Kieses in reine Kieslager übergehen. In diesen Kieslagern findet man korrodierte Kristalle von rhombischem Amphibol (Anthophyllit), genau so wie er auch in anderen Kieslagern auftritt.

In Falun findet sich neben dem Anthophyllit als sehr bezeichnende mikroskopische Beimengung der Erze Cordierit. Das feinschuppige Umwandlungsprodukt des Cordierits wird von Törnebohm[3]), dem wir die mikroskopische Untersuchung der Erze von Falun verdanken, als Falunit bezeichnet. Das wichtigste Erz, der sog. Hartmalm, ist eigentlich ein mit Erz imprägnierter und durch

---

1) B. Baumgärtel, Beitrag zur Kenntnis der Kieslagerstätten zwischen Klingenthal und Graßlitz. Z. pr. Geol. 1905, S. 353.

2) R. Beck, Kieslagerstätten im sächsischen Erzgebirge. Z. pr. Geol. 1905, S. 12.

3) A. E. Törnebohm, Om Falu Grufvas Geologi. Geol. Fören. Förhandl. Bd. 15 (1893), S. 609.

Erz fast verdrängter Quarzit, der an den erzärmeren Stellen auch Magnetit und Glimmer führt. Die Hauptmasse des Erzes besteht hier aus Magnetkies, in dem wieder wohlausgebildete Hexaeder von Pyrit sich finden. Kupferkies ist ohne Zweifel das jüngste Erz, es bildet kleine, oft nur mikroskopische Spaltenfüllungen in allen anderen Gemengteilen. Wo diese Kupferkiesäderchen den Cordierit oder Falunit durchsetzen, sind sie beiderseits von Chloritaggregaten gesäumt. Der Pyrit scheint schon vor der Metamorphose feinverteilt im Gestein vorhanden gewesen zu sein.

Der Magnetkies ist vielleicht während der Metamorphose aus anderen Gesteinsteilen ausgelaugt und in das Gebiet der jetzigen Erzlinsen eingewandert. Der Prozeß wäre dann derselbe, wie wenn sich in einem kalkreichen Gestein (Diabastuff, Schalstein, Mergel) während der Metamorphose kompakte Kalklinsen herausbilden.[1]) Der Kupferkies ist vielleicht viel später entstanden, eventuell erst durch einen Zementationsprozeß während der Verwitterung am Ausgehenden des Lagers. Thermallösungen hingegen sind es wohl gewesen, welche die bisweilen in Falun vorkommenden Golderzmittel absetzten. Diese bestehen aus grobkörnigen, von streifenartig angeordneten Flüssigkeitseinschlüssen durchsetzten Gangquarzen, zwischen denen sich, gelegentlich auch in die Quarzindividuen eingeschlossen, Selenwismutglanz findet. Jüngste Bildung ist gediegen Gold, welches die Quarze z. T. auf deutlich später aufgerissenen Spältchen durchzieht. Daß diese den Selengoldgängen analoge Mineralassoziation sich gerade hier im Kieslager findet, ist wohl nicht dadurch zu erklären, daß die Thermalwässer einen geringen Gold-, Selen- und Wismutgehalt aus dem Lagererz herauslösten, sondern so, daß minimale Spuren dieser Elemente, die sich in zirkulierendem diffusem Thermalwasser fanden, viel zu gering anderwärts Gänge zu bilden, im Kies durch elektrolytische Prozesse zur Ausfällung kamen.

Die norwegischen Kieslager vom Typus Sulitelma-Röros bestehen zwar in ihrer Hauptmasse aus massigem Kies, werden aber besonders an der Grenze gegen das Nebengestein von Quarz, Hornblende, Biotit, Chlorit, Talk und z. T. auch von Granat begleitet. Viel umstritten ist die Entstehung makroskopischer oder auch mikroskopischer, eigentümlich gerundeter Schwefelkieskristalle, die früher von den Anhängern einer sedimentären Entstehung der Lagerstätte für Gerölle, jetzt von den Verfechtern hydrothermaler

1) v. Scotti (Glückauf 1914, I, 825) nimmt ebenfalls weitgehende Umsetzungen des Kiesgehaltes für die Lagerstätten von Rio Tinto an.

Bildung für korrodierte, von den Verfechtern magmatischer Bildung für resorbierte Reste älterer Kiesgeneration erklärt werden. Sie umschließen gelegentlich etwas Quarz und Zinkblende, und sind sicherlich nicht durch mechanische Abquetschung zu ihrer jetzigen Gestalt gekommen, da sie keinerlei Druckwirkungen aufweisen. Ganz ähnliche runde Kieskörner beschrieb neuerdings auch Motas[1]) von Altan Tepe. In die Verwandtschaft dieser Gruppe von Lagerstätten wird von manchen auch Ducktown gerechnet. Diese Lagerstätte allerdings ist unzweifelhaft hydrothermal-epigenetisch. Das Erz findet sich oft mikroskopisch fein in einem Gestein von Granat und Aktinolith, welches ohne Zweifel als amphibolitisiertes Pyroxengestein aufzufassen ist, verteilt. Der Aktinolith wird vom Erz geradezu durchtränkt, während der Granat, der in einzelnen Kristallen auftritt, von kleinen Erzäderchen durchzogen wird. Quarz hat sich erst gleichzeitig mit dem Erz gebildet.



Fig. 29. Zinkblende dringt zwischen die Spaltblätter des Anthophyllits von Långfall (nach Beck).

Eine gewisse Gruppe von Sulfidlagerstätten wird zwar nicht zu den ‚intrusiven Kieslagern‘ gerechnet, von den Verfechtern einer hydrothermalen Entstehung dieser Erzkörper aber mit ihnen gewöhnlich vereinigt. Es sind dies Åmmeberg, Orijärvi, Långfall und ihre Verwandten. Auch bei ihnen sind die Erze mit Hornblende- und Diopsidgesteinen verbunden, mit Anthophyllit, Diopsid, Granat, Cordierit usw. Auch hier sind die Erze jünger als die Silikate und verdrängen und korrodieren diese. Prachtvoll sieht man an den Mikrophotogrammen, die Beck[2]) von Långfall veröffentlichte, wie die Zinkblende parallel der Spaltbarkeit in die Anthophyllite hineindringt (Fig. 29).

1) Motas, Die Tuffitzone der mittleren Dobrogea und die Kieslagerstätten von Altan Tepe. Z. pr. Geol. 1913, S. 437.

2) R. Beck, Über die Gesteine der Zinkblendelagerstätte Långfallsgrube bei Rafvåla in Schweden. Tscherm. Mitt. 20. Bd., S. 382.

In Orijärvi ist eine starke Kataklase der Silikatgemengteile festzustellen, und zwar ist diese älter als die Erzzuführung, da das Erz auch in die Risse der zerbrochenen Gemengteile eindringt, und sie von dort aus verdrängt. Petrographisch interessant ist in Långfall die polysynthetische Zwillingsstreifung des Cordierites, die man auch an den Cordieriten anderer Lagerstätten mit Kalk-Magnesia-Silikaten gelegentlich beobachtet.

2. FAHLBÄNDER

Die Fahlbänder sind Lagerstätten, die wohl ausnahmslos einer Metamorphose nach der Erzbildung unterlegen haben. Das Erz liegt meist in Einzelkristallen in einem Quarzit, Glimmerschiefer oder metamorphen Eruptivgestein. Die Fahlbänder von Modum sind hauptsächlich quarzitisch und führen braunen Glimmer, braunen Turmalin in gedrungenen Prismen, Salit, Anthophyllit, Rutil, Zirkon und Graphit. Das Erz tritt als Einschluß im Quarz und den anderen Gemengteilen, besonders im Granat auf. Kupferkies und Magnetkies umhüllen z.T. den Glanzkobalt, kommen aber auch als Einschluß in ihm vor; Kupferkies ist oft sekundäre Bildung, und durchzieht in mikroskopischen Äderchen die Gesteinsmasse, besonders die salitreichen Partien. Ähnlich wie die Fahlbänder verhält sich auch der goldführende Hornblendegneis von Lomagunda in Südafrika (Fig. 30). In diesem unzweifelhaft durch Metamorphose gestreckten Gestein findet sich als ein vielleicht schon primär vorhanden gewesener Gemengteil Magnetkies in mikroskopischen Körnchen zwischen Feldspäten, Quarzen, Hornblenden, Ilmeniten usw. Das Gold liegt eingeschlossen in Plagioklas, Orthoklas, Hornblende und Epidot, und zwar besonders gern an der Grenze dieser Mineralien gegen den Magnetkies, aus dem es also wohl bei der Metamorphose

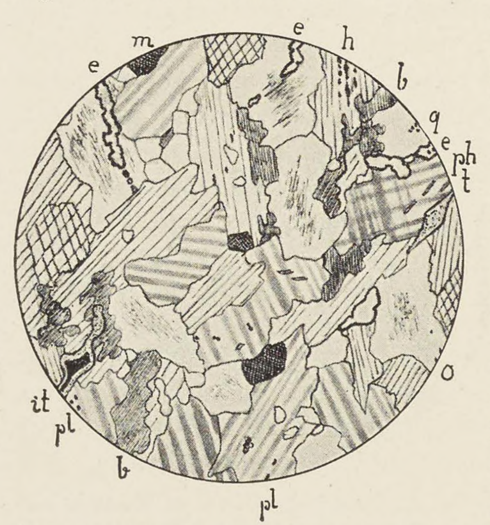


Fig. 30. Hornblendegneis von Lomagunda mit staubförmigen Einschlüssen von gediegenem Gold.
o Orthoklas, *pl* Plagioklas, *q* Quarz, *h* Hornblende, *b* Biotit, *it* Ilmenit mit Titanitrand, *t* Titanit, *m* Magnetkies. Vergr. 150mal (nach Beck).

ausgewandert ist. Auch das Vorkommen von Querbach und Giehren ist sicherlich eine metamorphe Umwandlung einer älteren Lagerstätte. Der Zinngehalt ist als Abkömmling des unmittelbar benachbarten Orthogneises zu betrachten.

Ganz analoger Entstehung ist das nur mineralogisch interessante Zinnsteinvorkommen am Carn Chuineag in Nordschottland. Im granitischen Orthogneis liegt ein granatführender Albitgneis, der auch etwas grünen Biotit und Quarz enthält. Der Granat ist voller Einschlüsse der anderen Mineralien. Der Zinnstein, zonal aufgebaut, innen braun, außen hell, liegt in kleinen Kristallen im Magneteisenerz, welches ihn begleitet, versteckt.

An die Fahlbänder schließt sich das Kobaltvorkommen von Daschkessan an. Das Erz liegt in einem Salitgestein zusammen mit Eisenglanz und kleinen Magnetitkristallen. Zumeist ist allerdings das Gestein stark serpentinisiert und enthält dann massenhaft Granatkörnchen, Chloritblättchen und Strahlsteinnädelchen. Oft ist es auch verkieselt; die strahlsteinreichen Partien bilden dann dunkelgrünen Prasem.

3. KONTAKT-EISENERZ-LAGERSTÄTTEN[1]

Unter den Erzlagerstätten, die ihre Entstehung der Kontaktwirkung eines Eruptivgesteins verdanken, sind an Zahl und Bedeutung die wichtigsten die Magneteisenerzlager. Fast überall sind hier die Erze von Kalksilikatgesteinen begleitet. Im einzelnen ist allerdings die mineralogische Zusammensetzung dieser ‚Skarne' etwas verschieden. Hornblende, Chlorit und Epidot sind stets zugegen, auch Vesuvian ist sehr häufig (Schmiedeberg, Krux, Banat, Kristiania). In Berggießhübel und am Krux tritt als Zeichen pneumatolytischer Kontaktwirkung Flußspat, Wolframit und Molybdänglanz auf. Scheelit

1) K. Schlegel, Die Magneteisenerzlagerstätten vom Schwarzen Krux bei Schmiedefeld. Z. D. Geol. Ges. 1902.

I. Morozіewicz, Le Mont Magnitnaia et ses alentours. Mem. Com. Geol. Vol. XVIII. 1901.

L. Duparc et L. Mrazec, Le Minerai de Fer de Troitsk. Mem. Com. Geol. Nouv. Ser. Liv. 15.

R. Beck, Erläuterungen zur Sektion Berggießhübel. Geol. Spezialkarte d. Kgr. Sachsen.

G. Berg, Die Magneteisenerzlagerstätten von Schmiedeberg. Jb. Kgl. Preuß. Geol. L.-Anst. 1902.

V. Novarese, Die Erzlagerstätten von Brosso und Traversella in Piemont. Z. pr. Geol. 1902.

und Wolframit finden sich in Traversella, Spuren von Zinnerz in gewissen Chloritlagern von Berggießhübel. Am Krux findet sich auch etwas Schwerspat. In Kristiania und in Schmiedeberg findet man u. d. M. Skapolith, im Banat Wollastonit. Eigenartig ist das Vorkommen von Olivin als Kontaktmineral in Montajeu bei Traversella. Chiastolith findet sich in den Kristianialagerstätten, am Krux skeletthaft kristallisierter Andalusit sowie Orthit (Allanit).

Die Strukturen sind meist die kristalliner Schiefer, echte Hornfelsstruktur wird nur von Troitsk aus der unmittelbaren Umgebung der im Granitporphyr liegenden Erzmittel beschrieben. Am Goroblagodat (nach Ansicht von Morozewicz eine Kontaktlagerstätte) ist Granat und Chlorit aus Pyroxen, den er für ursprünglich magmatisch hält, hervorgegangen. Es finden sich hier größere einheitliche Chloritindividuen, die offensichtlich aus Pyroxen durch Zersetzungsvorgänge entstanden sind, und viel kleine Granateinschlüsse enthalten. Quarz tritt in eigentümlichen sphärolithischen Aggregaten auf. Der Granat von Berggießhübel ist wie der vieler anderer Kontaktlagerstätten zonar struiert und meist optisch anormal; er enthält Einschlüsse von Augit, ist also jünger als dieser.

Die Kruxlagerstätten zeigen poikilitische, von Quarzeinschlüssen siebartig durchlöcherte Hornblenden und Granaten, auch Kalkspateinschlüsse, Reste des ursprünglichen Gesteins, treten im Granat auf. Ferner kommen mikroperthitische Verwachsungen von Albit und Orthoklas vor, die durch äußerste Feinheit fast faserig aussehen. Der Schwerspat ist die jüngste Bildung, er ist voller Magnetitstäubchen und voller Flüssigkeitseinschlüsse mit kleinen Libellen.

Magneteisenerz ist meist jünger als Granat und Augit, auch jünger als die Hornblende, aber älter als Chlorit, Quarz und Flußspat. Am Goroblagodat umschließt es Granat, und dringt auf Klüften in diesen ein. Chlorit bildet in Berggießhübel Pseudomorphosen nach Magnetit und Granat. Quarz und Flußspat umschließen am Krux Magnetitkriställchen.

Bekannt und mehrfach beschrieben ist die Entstehung von Magneteisenerz durch kontaktmetamorphe Beeinflussung älterer Eisenerzlagerstätten. Buß[1]) schildert uns genau die Entstehung von Magnetit aus Eisenspat am Kontakt mit Basalt. Zuerst wird

---

1) Buß, Über die Umwandlung von Spateisenstein in Magneteisen durch Kontakt an Basalt. Centralbl. f. Min. usw. 1901.

der Spat u. d. M. trübe und grau, durch feinste Magnetitstäubchen, die oft parallel der Spaltbarkeit angehäuft sind; dann erfolgt völlige Trübung, scharfe schwarze Linien ziehen sich an den Spaltrissen entlang. Zuletzt erscheinen nur die Maschen dieses Liniennetzes noch bräunlich durchscheinend, bis endlich die ganze Karbonatmasse in schwarzes Magneteisenerz umgewandelt ist, und nur die unveränderten Quarze als klar durchsichtige Löcher in der opaken Erzmasse zu sehen sind.

In ganz ähnlicher Weise wird bei Altenau im Harz Roteisenstein im Kontakt mit Diabas zu Magnetit umgewandelt. Nach Harbort[1]) gehen dabei die ursprünglich im Roteisenerz liegenden Crinoidenstielglieder in Granat über.

4. SULFIDISCHE KONTAKTLAGERSTÄTTEN

In den Kontaktlagerstätten mit sulfidischen Erzen ist das Erz fast ausnahmslos der jüngste Bestandteil. Sehr oft kann man sogar feststellen, daß die Sulfide außer in den eigentlichen Kontaktmassen auch in Gängen auftreten, wie z. B. in Schwarzenberg. In solchen Fällen könnte man fast annehmen, daß die Kontaktmetamorphose und die Erzzufuhr ganz getrennte Vorgänge seien, in anderen Fällen hingegen ist die Gleichzeitigkeit beider Prozesse unzweifelhaft. Immer ist daher wohl das Eruptivgestein, welches die Kontaktwirkung ausübt, auch der Erzbringer gewesen, und es besteht nur eine mehr oder weniger deutliche Trennung zwischen einer „Kontaktphase“ und einer „Vererzungsphase“ der Wirkungen des Eruptivgesteins.

Das häufigste Erz sulfidischer Kontaktlagerstätten ist nächst dem Schwefelkies die Zinkblende, und zwar meist eine tiefschwarze, besonders eisenreiche (z. B. der Christophit von Schwarzenberg). Recht häufig sind auch Anhäufungen von Kupferkies und besonders Buntkupferkies (Nacozari). Auch Arsenkies und Arsenikalkies sind sehr verbreitet (Schwarzenberg, Reichenstein). Zinnerz ist nicht so oft zu beobachten. Bekannt ist das Vorkommen von Campiglia Marittima.[2]) Hier findet es sich nach Bergeat im Brauneisenstein fast stets in Zwillingen von zonarem Aufbau, außen hell, innen

---

1) E. Harbort, Entstehung gewisser devonischer Roteisenerzlagerstätten. N. Jb. f. Min. 1903. I.

2) E. Bergeat, Beiträge zur Kenntnis der Erzlagerstätten von Campiglia Marittima. N. Jb. 1901, I, S. 135.

dunkel. Da es auch in den Pseudomorphosen von Eisenoxyd nach Pyrit vorkommt, so ist es wohl ursprünglich an dieses letztere Erz gebunden gewesen. Auch in den Schwarzenberger Lagerstätten[1] ist bekanntlich Zinnerz in geringer Menge gefunden worden, hier in Form von winzig kleinen langsäuligen Kristallen. Wo Zinkblende und Bleiglanz zusammen auftreten, ist stets der letztere jünger. Das Zinkerz bildet u. d. M. gern plumpe Massen, die nur dort sehr gegliederte Umrisse zeigen, wo das Erz längs den Spaltrissen in die umgebenden Mineralien eindringt. Der Bleiglanz hingegen liebt es, zarte Trümchen und Äderchen zu bilden (Fig. 31), wobei er gern vermöge seiner starken Kristallisationskraft auf weite Gebiete hin einheitlich kristallographisch orientiert ist.



Fig. 31. Chlorit-Epidot-Gestein von Schwarzenberg mit Zinkblende in massigen und Bleiglanz auf diese zementiert in ästigen Äderchen (nach Beck).

Einzig dastehend ist das Auftreten von Gold und Palladiumgold in einem Kalksilikat - Kontaktgestein von Brasilien, der sog. Jacutinga. In den oberen Teufen von Brokenhill war die Erzführung sehr eigenartig, doch spielten hier sicherlich Zementationsprozesse eine wesentliche Rolle.

In die Gruppe der Hornfelse, nicht zu den Kalksilikatgesteinen, gehört das zinnerzführende Gestein von Bakerville. Hornfelsartig ist auch das Begleitgestein der Erze von Kedabek, der sog. Kedabekit, weniger durch seine Mineralführung (Granat, Salit, Anorthit sowie Hornblende, Epidot, Magnetit und Titanit) als durch seine ausgesprochene Pflasterstruktur.

Bei weitem die gewöhnlichsten Begleitmineralien der kontaktmetamorphen Bleizinkerze sind rotbrauner Granat, hellgrüner Strahlstein und ein blaßgrüner, u. d. M. farbloser Diopsid. Der Granat bildet sehr gern ringsum ausgebildete, optisch anormale,

1) R. Beck, Über die Erzlager der Umgebung von Schwarzenberg. Jb. f. d. B.- u. H.-Wesen im Kgr. Sachsen, 1902 u. 1904.

sehr stark zonal aufgebaute Kristalle. Vorzügliche Abbildungen derartiger granatreicher Kontakterze hat Lindgren[1]) veröffentlicht. Granat, Strahlstein und Diopsid sind meist älter als das Erz, während Epidot und Chlorit sich gewöhnlich gleichzeitig mit dem Erz bildeten, oft ganz deutlich als sekundäre Umbildungen der älteren Mineralien unter dem Einfluß der Erzlösungen.

Mehrfach sind jüngere Neubildungen von Granat feststellbar. Beck beschreibt von Schwarzenberg eine Umwandlung von Salit in Granat, für White Knob stellte Kemp[2]) fest, daß hier der Granat und Diopsid in ihrer Entstehung zwar eher beginnen als das Erz, daß dieses zwar später sich allein noch bildet, daß aber während der längsten Zeit des Prozesses Erz und Silikate gleichzeitig entstanden, wie die wechselseitigen Einschlüsse verraten. Auch in White Horse umschließt der Granat Buntkupferkies und umsäumt Quarzindividuen, und in Brokenhill umschließt er Partikelchen von Blende und Bleiglanz, anderseits beschreibt aber Beck[3]) von hier Mikrobreccien von Granat mit Erzzement.

Der Epidot ist, wie schon erwähnt wurde, meist ein Umsetzungsprodukt des Diopsids und findet sich in dessen Aggregaten unregelmäßig, wolkig in kleinsten Körnchen verteilt, besonders in der Nähe von Klüftchen und Spältchen. In Balia Maden tritt er massenhaft in kleinen Säulchen und Stäubchen im Granat auf. In Reichenstein[4]) besteht die Umwandlung durch die Erzlösungen nicht in einer Epidotisierung, sondern in einer Serpentinisierung des sehr magnesiareichen Kontaktgesteins. Zugleich mit den Erzen ist häufig Quarz in das Nebengestein eingewandert, es findet sich daher oft eine Verkieselung der feinen Aktinolithaggregate, die zur Bildung von Prasem führt.

Eigenartige Strukturen zeigen die Quarze von Brokenhill. Sie sind von langen Zügen kleiner Flüssigkeitseinschlüsse durchzogen, die oft geradlinig durch mehrere Individuen hindurchsetzen. Dies spricht ebenso für ihre spätere Neubildung wie das Auftreten

1) W. Lindgren, The Copper Deposits of the Clifton-Morenci-District. U. S. Geol. Surv. Prof. Paper. Nr. 43.

2) J. F. Kemp and A. G. Gunther, The White Knob Copper Deposits, Mackay, Idaho. Trans. Am. Inst. Min. Eng. April 1907.

3) R. Beck, Contributions to our knowledge of Brokenhill. Rec. Geol. Surv. N. S. Wales. 1900. Vol. VII.

4) F. Beyschlag und P. Krusch, Die Erzlagerstätten von Frankenstein und Reichenstein in Schlesien. Festschrift 12. Allg. D. Bergmannstag, Breslau 1913. Bd. 1. Nr. 8.



Fig. 32. Zinkblende (*z*) und Bleiglanz (*b*) verdrängen in zarten Kanälen Rhodonit (*r*), Granat (*g*) und Flußspat (*f*) Vergr. 50mal (nach Beck).

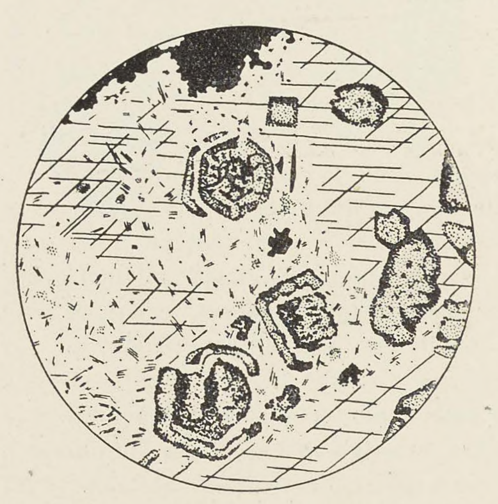


Fig. 33. Granat im Kontaktkalkstein skelettartig, schalenförmig auskristallisiert. Vergr. 120mal (nach Heß von Wichdorff).

kleiner scharfer Bleiglanzkriställchen in ihm. Primärer Quarz ist wohl der makroskopisch blaßblau erscheinende, der u. d. M. prachtvolle Mörtelstruktur erkennen läßt.

Sehr verbreitet ist auch in den sulfidischen Kontaktlagerstätten Magnetit, der freilich nur ausnahmsweise in abbauwürdigen Mengen auftritt. Er ist stets älter als das Sulfiderz, und wo sich eine Trennung zwischen eigentlicher Kontaktmetamorphose und Erzzuführung feststellen läßt, gehört er zur ersteren. So ist er z. B. in Schwarzenberg ungefähr gleichalt mit dem Salit, in Kupferberg[1]) mit dem Lievrit. Nicht selten scheint auch der Pyrit, besonders wenn er in scharfen Einzelkristallen im Schiefer auftritt, älter zu sein als die anderen Sulfide, und der eigentlichen Kontaktphase im engeren Sinne anzugehören [Balia Maden[2]), Sormitztal[3])].

1) G. Berg, Die Erzlagerstätten der nördlichen Sudeten. Festschr. 12. Allg. D. Bergmannstag Breslau 1913.

2) G. Berg, Beitrag zur Kenntnis der Kontaktlagerstätte von Balia-Maden. Z. pr. Geol.

3) H. Heß von Wichdorff, Kontakterzlagerstätten im Sormitztal im Thüringer Wald. Jb. Kgl. Geol. Landesanstalt 1903, S. 165.

Seltenere Kontaktmineralien sind Vesuvian, z. B. in Schwarzenberg, Helvin ebenda, Chondrodit und Ilmenit in der Jacutinga, Wollastonit in White Horse, nach Stutzer[1]) mit großen Flüssigkeitseinschlüssen von der Form negativer Kristalle, die eine große Libelle und in der Flüssigkeit schwimmende Kochsalzwürfel enthalten. Mehrfach finden sich auch Mangansilikate, z. B. Manganaugit, zusammen mit Lievrit in Campiglia, Rhodonit, vom Erz stark korrodiert, und wie von Kanälen des Erzes durchzogen in Brokenhill (Fig. 32). An die sulfidischen Erze sind meist gebunden die Mineralien Strontianit (Schwarzenberg), Flußspat (ebenda und Brokenhill) und Apatit, der gelegentlich mit Quarz und Flußspat vergesellschaftet auftritt. Eigentümlicherweise scheint auch der Anorthit im Erzgestein von Balia-Maden eine sehr jugendliche Bildung zu sein.

Als besondere Strukturbildungen seien noch erwähnt Aktinolithrosetten im Arsenikalkies von Schwarzenberg (Beck l. c.) und ringförmige Kristallskelette von Granat im erzführenden Kontaktkalk des Sormitztales im Thüringer Walde (Heß v. Wichdorff l. c.) (Fig. 33).

5. SEDIMENTÄRE EISENERZLAGERSTÄTTEN DER KRISTALLINEN SCHIEFER

Eine ganze Reihe von Lagerstätten, zumeist allerdings nur oxydische Eisen- und Manganerze, sind wohl zweifellos als ursprünglich sedimentär anzusehen, obwohl auch hier der Umstand, daß sie durch eine allgemeine Metamorphose des Gesteinskomplexes, dem sie angehören, umgewandelt sind, ihre Genesis verschleiert, und namentlich den Verdacht einer epigenetischen Erzzufuhr während einer Kontaktmetamorphose bisweilen nahelegt, zumal manche mit zweifellosen Orthogneisen, also gestreckten Eruptivgesteinen in enge räumliche Beziehung treten. Die Meisten sind aber wohl sicher als regionalmetamorphe Sedimentlagerstätten aufzufassen.

Eisenerzhaltige Sedimente in kristallinen Schiefern sind von den verschiedensten Teilen der Erde beschrieben worden. Meistens jedoch sind diese Eisenglimmerschiefer, Itabirite, Magnetitquarzite usw. nicht abbauwürdig, da das Eisenerz nur einen Gemengteil des Gesteins neben verschiedenen Silikaten darstellt. Nur wo das Eisenerz in diesen Gesteinen örtlich vorwaltet, entstehen gewinn-

---

1) O. Stutzer, Die kontaktmetamorphe Kupfererzlagerstätte von White-Horse in Yukon, Kanada. Z. pr. Geol. 1909, S. 116.

bare Erzmengen (freilich oft auch nur arme, einer Aufbereitung und Brikettierung bedürfende Materialien). Die Mikrostruktur und Genesis der kompakten Erzlager ist aber im Prinzip dieselbe wie die der „Eisenerzschiefer“, deren petrographisches Verhalten daher hier zunächst kurz skizziert werden möge.[1])

Die magnetithaltigen Schiefer sind zumeist quarzitisch. Ihr Gefüge ist rein kristalloblastisch. Keines der Gemengteile ist ausgesprochen älter oder jünger und alle grenzen in unregelmäßigen Formen aneinander. Nur hier und da macht sich die größere Kristallisationskraft des Magnetits durch Bildung oktaedrischer Kristalle geltend. In den Magnetitschiefern der größeren Tiefenstufen (im Sinne Beckes und Grubenmanns) tritt oft Granat oder stark eisenhaltige Hornblende hinzu, der erstere in rundum ausgebildeten Kristallen, die letztere nur in der Prismenzone begrenzt. In oberen Tiefenstufen ist oft Kalzit dem Quarz beigemengt und nicht selten kommt noch Muskovit, Serizit oder Epidot hinzu. Die Schieferigkeit pflegt sich nur durch lagenweisen Wechsel von quarzreichen und magnetitreichen Partien auszusprechen. Sehr selten ist eine flache, nach zwei parallelen Oktaederflächen gestreckte Ausbildung der Magneteisenerzkörner, wie sie z. B. Nicolai[2]) von Dunderlandsdalen beschreibt. Die Bildung von Martit, Pseudomorphosen von Roteisenerz nach Magnetit, ist wohl stets nur an die Nähe des Ausstriches der Lagerstätten gebunden.



Fig. 34. Eisenglimmerschiefer von Dunderlandsdalen (nach Nicolai).

Die Eisenglimmerschiefer zeigen entsprechend dem lamellaren Bau der Erzkörner eine echt schieferige Textur (Fig. 34), obwohl quergestellte Eisenglanzblätter nicht zu den Seltenheiten gehören. Die

1) U. Grubenmann, Die kristallinen Schiefer. 2. Aufl. Berlin 1910.

2) G. Nicolai, Die norwegischen Eisenerze und ihre wirtschaftliche Bedeutung. Z. pr. Geol. 1914.

Individuen des Eisenglimmers sind übrigens meist viel zu dick, um die rote Durchsichtigkeit des Erzes in die Erscheinung treten zu lassen. Nur die äußersten Ausfaserungen der Lamellen oder gelegentliche kleine Einschlüsse in den Quarzen sind durchscheinend. Ein häufiger, sehr bezeichnender Nebengemengteil der Eisenglimmerschiefer aus den unteren Tiefenstufen, also der hochmetamorphen Gesteine, ist Apatit. In den brasilianischen Itabiriten, die nicht so stark metamorph sind, spielen Chlorit, Talk und Serizit eine größere Rolle.

Die eigentlichen Erzlagerstätten, die diesen Eisenerzschiefern analog sind, kann man in zwei Gruppen teilen, in quarzitische und skarnische, d. h. solche, in denen Hornblende, Diopsid, Epidot, Granat und andere Mineralien jener Lagerarten, die der schwedische Bergmann als Skarn zu bezeichnen pflegt, charakteristisch sind.

Zur letzteren Gruppe gehören vor allem die Lagerstätten von Persberg, Dannemora, Grängesberg und von Norberg, die sog. engåenden Erze. Alle sind zumeist mit grobkörnigen Kalksilikatgesteinen verbunden.

Die Erze des sog. Exportfeldes von Grängesberg setzen in einem Granulit auf, der aus Quarz, Feldspat und Glimmer besteht und in dem Magnetit streifenweise als syngenetischer Gemengteil sich findet, in Kristallen zwischen und in Quarz und Feldspat eingestreut, aber auch diese gelegentlich umschließend. Eine Reihenfolge der Mineralausscheidung kann man nur im ‚Norra Hammar Feld' feststellen. Apatit und Titanit sind hier die ältesten Mineralien, dann folgt Hornblende und Quarz, und zuletzt Flußspat. Das Magneteisenerz nimmt in dieser Reihe eine doppelte Stellung ein: kleine Kriställchen sind älter als die Hornblende, größere Massen jünger als diese, eine auffallende Anlehnung an die magmatischen Erze in Syenitgesteinen. Man könnte also hier wohl an metamorphe magmatische Erzlager denken.

Quarzitische Eisenerze kennt man vor allem von verschiedenen Stellen Norwegens. Dunderlandsdalen und Sydvaranger sind hier die vielgenanntesten Fundorte. Teils ist hier Magnetit, teils Eisenglanz das führende Erzmineral, oft kommen auch beide Erze zusammen vor. Nicolai erwähnt von diesen Lagerstätten eine ganze Anzahl interessanter Strukturverhältnisse. So ist in Dunderlandsdalen der Granat älter als der Magnetit, da er ihn siebartig durchlöchert, der Epidot jünger als dieser, da er sich in kleinen Körnchen auf die Oberfläche der Erzkörner aufsetzt. Interessant

ist auch das Vorkommen von sekundärem Eisenglanz auf mikroskopischen Spalten im Magnetiterz von Bogen, und das Vorkommen einer ins Bläuliche spielenden Hornblende in den dortigen Erzen, während in Sörreisa neben normaler grüner Hornblende ein fast farbloser Strahlstein, in Salangen viel Biotit und ein blaßgrüner Augit mit dem Erz sich finden. Am Tromsösund tritt, ähnlich wie in den magmatischen Eisenerzlagerstätten, das Erz in zwei Generationen auf, einer älteren, die als scharfe Kriställchen von Augit, Quarz und Granat eingeschlossen wird, und einer jüngeren, die zwischen den Silikaten die Zwickel ausfüllt, z. T. auch dem isodiametrisch körnigen Quarzit als Bindemittel dient. Metamorphe Formen von magmatischen Eisenerzausscheidungen in Gabbrogesteinen sind vielleicht die Erze in den Amphibolitschiefern der Trondhjem-Schiefergruppe, die als Hauptgemengteile nur Hornblende führen. Ursprüngliche Kontakterze dürften z. T. die Magnetite von Arendal sein, die von einem wohlgeschichteten, diopsidreichen Skarn begleitet werden, in welchem der Augit bisweilen in sehr eigenartiger Weise ohne Änderung seiner äußeren Formen und seiner Spaltbarkeit zonen- und fleckenweise in Epidot umgewandelt, in anderen Teilen der Lagerstätte aber in Uralit übergegangen ist. Bezeichnenderweise führt diese ursprünglich kontaktmetamorphe Lagerstätte auch Vesuvian.

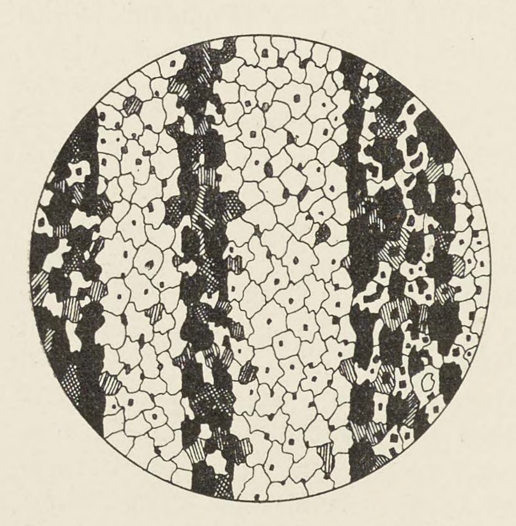


Fig. 35. Quarz, Magnetit und Hornblende, Eisenerz von Sydvaranger. Vergr. 25mal (nach Vogt).

Das Vorkommen von Sydvaranger gehört nach Ansicht des Verfassers zu den regionalmetamorph-sedimentären, vielleicht auch zu den ursprünglich kontaktmetamorphen, später aber gänzlich umkristallisierten Eisenerzlagern, keinesfalls aber zu den magmatischen Ausscheidungen. Sowohl die ausgesprochen blastische Struktur, sowie der Mineralbestand schließen sie ganz eng an die durch ihre Verknüpfung mit großen Marmorlagern ganz sicher sedimentären Eisenerze der Marmorglimmerschiefergruppe an (Fig. 35). Auch mit

den Erzen von Kriwoi Rog und selbst mit denen der amerikanischen Marquetteformation ergeben sich manche Analogien und es ist wohl denkbar, daß sie durch intensive Regionalmetamorphose aus derartigen Erzgesteinen hervorgegangen sind.

Die Erze von Kriwoi Rog[1]) sind offensichtlich weniger metamorph als die norwegischen, doch sind ohne Zweifel auch sie in hohem Grade umkristallisiert. Die Körner des begleitenden Quarzits umschließen viel Erzkriställchen, liegen aber auch selbst im Erz eingebettet. U. d. M. sind die Grenzen zwischen den erzreichen und den erzarmen Lagen keineswegs so scharf, wie man nach dem makroskopischen Anblick vermuten sollte. Am reichsten sind die Erzlagen, die sich unmittelbar an den zwischengeschalteten Chloritschieferlagen finden, in sie ist bisweilen auch Chlorit auf Spältchen als sekundäre Bildung eingewandert. Das Erz ist zumeist Eisenglanz, weniger Magnetit, sehr oft aber auch Martit, also ein erst nachträglich in Eisenglanz umgewandeltes Magneteisenerz.



Fig. 36. Oolitheisenerz von Mesabi. Vergr. 40 mal (nach Leith).

An der Grenze zwischen kristallinen Schiefern und schwach umgewandelten Sedimenten stehen ihrer mikroskopischen Erscheinung nach die Eisenerze des Oberen Sees. Es finden sich hier zumeist Sideritquarzite, aus abwechselnden Lamellen von Eisenspat und Quarz bestehende Schiefer, die nach Ansicht von Spurr[2]) aus glaukonitführenden Gesteinen entstanden sein sollen. In der Tat kennt man aus Schichten des Mesabidistriktes oolithische ‚Greenalitschiefer', die den Sideritquarziten stratigraphisch äquivalent sind (Fig. 36). Weder die Greenalitschiefer noch die Sideritquarzite bilden aber die eigentlichen Erze, sondern diese entstehen erst durch sekun-

1) Piatnitzky, Über einige kristalline Schiefer der Umgegend von Kriwoi Rog in Südrußland. Mitt. naturw. Ver. Greifswald. XXVIII. 1896—1897.

2) J. Spurr, The original Source of the Lake Superior Iron Ores. Am. Geologist. 1902, S. 335.

däre Konzentration aus ihnen. U. d. M. erweisen sich die tieferen Erzlagen der großen Abbaugebiete als Gemenge von Magnetit mit Quarz, Grünerit und etwas Granat, die sich zu reinen Magnetit-, Eisenglanzmassen entwickeln, die höheren als Hämatit-Limonitgemenge, die dort, wo sie verarmen, von schmalen Lagen von Quarzit, Eisenkiesel und Jaspis durchzogen sind.

6. MANGANERZLAGERSTÄTTEN

Die Manganerzlagerstätten in metamorphen Gesteinen sind teils als regionalmetamorph, teils als kontaktmetamorph aufzufassen. Sicher kontaktmetamorph ist z. B. Långban. Diese Lagerstätte, die im Hangenden Eisenerze, im Liegenden aber Manganerze führt, wird an ihrer Oberseite von einem ganz normalen Granat-Pyroxenskarn begleitet, an ihrer unteren Grenze zieht sich aber ein Skarngestein von ausschließlich Manganmineralien hin. Man findet u. d. M. Rhodonit, Tephroit, manganhaltigen Pyroxen und Richterit (eine manganhaltige Natronhornblende). Das Erz ist Braunit und Hausmannit.

Mineralogisch anders zusammengesetzt sind die z. T. ebenfalls silikatischen Manganerze von New Jersey. Neben Rhodonit und manganhaltigem Granat sieht man hier Franklinit, Rotzinkerz und Willemit. Auch Axinit hat man gefunden.

Die brasilianischen Manganerze sind als regionalmetamorph anzusprechen. Nur diejenigen von Quemeidos, Mangangranat + Manganpyroxen in Granit, muß man wohl als kontaktmetamorph, als Einschlüsse von Sedimentschollen im Eruptivgestein auffassen.

Bei Queluz liegt ein Spessartingestein vor, welches Aktinolith, Glimmer, sehr wechselnde Mengen von Quarz sowie etwas Ilmenit, Rutil und Apatit führt. Im Spessartin gewahrt man mit stärkerer Vergrößerung massenhafte Graphitinterpositionen. Das eigentliche Erz ist aus diesem Mineralaggregat erst durch sekundäre Konzentration entstanden.

Über den mikroskopischen Aufbau der interessanten Manganerzlager von Macskamezö in Ungarn sind wir durch die Forschungen von Koßmat und John[1]) unterrichtet. Auch hier findet sich Mangangranat (Spessartin) zusammen mit Manganhornblende (Dannemorit) und eigentümlicherweise auch mit einem Mangan-Eisen-Olivin

1) F. Koßmat und C. John, Das Manganeisenerzlager von Macskamezö in Ungarn. Z. pr. Geol. 1905, S. 305.

(Knebelit). Die Struktur ist ganz die eines kristallinen Schiefers. Granat in Rhombendodekaedern tritt besonders gern mit der Hornblende auf, Apatit findet sich in Körnchen und kleinen Äderchen. Magnetit kommt in feinlagigem Wechsel mit Apatit und Olivin vor, auch ist der Magnetit den anderen Mineralien in kleinen Kriställchen bis fast zur Verdrängung eingestreut. Alle Mineralien sind gleichzeitig gebildet. Es treten mikropegmatitische Verwachsungen von Knebelit und Dannemorit auf, der Knebelit ist von Manganspateinschlüssen siebartig durchlöchert, der Apatit bildet, wo er allein auftritt, typische Pflasterstrukturen. Nur der Granat ist idiomorph und einschlußfrei.

STRUKTUREN HYDROTHERMAL-EPIGENETISCHER LAGERSTÄTTEN

Die Strukturen der epigenetischen Lagerstätten, die erzhaltigen Lösungen oder Dämpfen ihre Entstehung verdanken, sind verschieden, je nachdem die Erze oder die mit ihnen durch gleichen Mineralisationsprozeß entstandenen Gangarten sich in leeren Hohlräumen abgesetzt haben, oder ob der Platz erst durch metasomatische Verdrängung des Nebengesteins (in manchen Fällen auch einer älteren Gangart) entstanden ist. Da man in der allgemeinen Geologie die Füllungen offener Klüfte und Spalten oder sonstiger Hohlräume, z. B. der Gasblasen eines Eruptivgesteins als Sekretionen bezeichnet, so wollen wir im folgenden die Strukturen der Hohlraumfüllungen als Sekretionsstrukturen im Gegensatz zu den metasomatischen Strukturen bezeichnen.

Bei makroskopischer Betrachtung bietet es oft große Schwierigkeiten, festzustellen, ob ein Mineral sekretionär oder metasomatisch entstanden ist. Die mikroskopische Untersuchung bietet uns hier in vielen Fällen (leider jedoch nicht in allen Fällen) Sicherheit über die Art der Entstehung eines Minerals. Es hat sich daher die mikroskopische Untersuchung der Erzlagerstätten in neuerer Zeit mehr und mehr auch den hydrothermalen Erzlagerstätten zugewandt, während man sie früher fast nur auf magmatische und kontaktmetamorphe anwandte. Früher kannte man metasomatische Prozesse nur in denjenigen Lagerstätten, welche in ihrer Gesamtheit durch Verdrängung des Nebengesteins entstanden sind, jetzt weiß man, daß auch die Spaltenfüllungen nicht nur in ihrem Nebengestein oft bedeutende Verdrängungserscheinungen hervorgerufen haben (äußere Gang-

metasomatose), sondern daß häufig auch im Innern des Ganges die älteren Gemengteile durch jüngere später ersetzt worden sind (innere Gangmetasomatose). Wir können also metasomatische Mikrostrukturen nicht nur auf denjenigen Lagerstätten erwarten, die man in der Lagerstättenlehre als ‚metasomatische' zu bezeichnen pflegt, sondern auch in den echten Spaltenfüllungen. Selbst in den erzführenden Mandelsteinen (z. B. den kupferführenden Diabasen und Melaphyren) finden wir Verdrängungen älterer Hohlraumfüllungen durch jüngere Mineralien.

DIE SEKRETIONSSTRUKTUREN

Die einfachste Form der Sekretionsstruktur ist die Krustenstruktur (Fig. 37). Sie findet sich nicht nur in Spaltenfüllungen, sondern auch dort, wo erzhaltige Lösungen an der Tagesoberfläche ihren Mineralgehalt abgesetzt haben, also in den Quellsintern heißer oder mineralreicher kalter Quellen (z. B. Kalksinter und Kalktuffbildung). Bei der Krustenstruktur ist jede nach oben bzw. nach der Innenseite des Hohlraumes folgende Mineralkruste jünger als die vorhergehende. Seine Kristallform kann daher jedes Mineral nur nach der einen Seite hin zur Geltung bringen, nach der Seite, mit welcher es frei in die Lösung hineinragte. Nach der anderen Seite wird es durch die Kristallflächen seines Vorgängers begrenzt. Es ist dies eine Erscheinung, die bei metasomatischen Strukturen nur ganz ausnahmsweise (z. B. bei metasomatisch entstandenen Schalenblenden) eintreten kann. Meist bestehen die einzelnen Krusten, zumal wenn sie nur von geringer Dicke sind, aus sehr feinkristallinen Massen und haben daher oft eine ziemlich ebene Oberfläche. Mineralien, die zu stengeliger Ausbildung neigen, sind natürlich stets mit ihrer Längsrichtung senkrecht zur Krustenfläche gelagert.

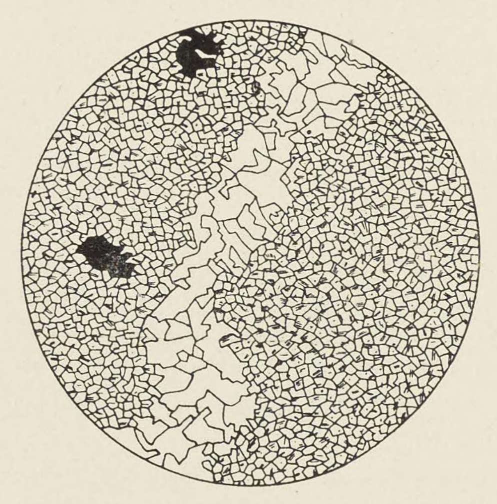


Fig. 37. Abwechselnde Lagen von Quarz und Chalcedon aus dem Selengoldgang von Redjang Lebong. Vergr. 14mal (nach Beyschlag, Krusch und Vogt).

Eilen einzelne größere Kristalle in ihrem Wachstum vor den Kristallen ihrer Umgebung voraus, oder bilden sich konzentrisch-strahlige Kristallbüschel, die ‚warzenförmig‘ nur an einzelnen Stellen ihrer Unterlage aufsitzen, so entsteht bei weiterer Überkrustung die Warzenstruktur. Die späteren Minerallagen umschmiegen dann die einzelnen größeren Kristalle oder Kristallgruppen der vorhergehenden Generation in zarten Bogenlinien, die meist nach oben hin, in den späteren Krusten, sich wieder mehr und mehr ausgleichen. Dort, wo die Warzen und Einzelkristalle fehlen, legt sich die neue Schicht unmittelbar auf die vorvorige. Im Querschnitt kann also hier ein, vielleicht gerade genetisch sehr wichtiges Glied der Mineralreihe an vielen Stellen vollkommen fehlen. Übrigens kann ein ungünstiger Schliff, der ungefähr in der Längsrichtung der Krusten gelegt ist und die Köpfe einer Anzahl Warzen anschneidet, bisweilen eine Kokardenstruktur (s. d.) vortäuschen. Nicht selten findet man Krustenstrukturen, in denen die einzelnen Krusten nur geringe streichende Länge erreichen, und sich allseitig linsenförmig auskeilen. Es entstehen dann lentikuläre Krustenstrukturen, die z. B. makroskopisch auf den fluorbarytischen Gängen recht häufig sind, und natürlich auch im mikroskopischen Maßstab vorkommen können.

Werden die Gangspalten nur von ein oder zwei Mineralgenerationen erfüllt, deren Krusten eine beträchtliche Dicke erreichen, so entstehen meist grobkristalline Gebilde, starke Kristalle, die von beiden Seiten her in den Hohlraum hineinragen. Es ist dies die sog. Kammstruktur, die besonders dort gern eintritt, wo starke Mineralisatoren in Tätigkeit waren, und die daher in den pneumatolytischen Gängen der Zinnerzformation vorzugsweise zu finden ist. Sind nur einzelne Mineralkörner senkrecht zur Grenze des Hohlraums, die anderen aber in regelloser Anordnung gewachsen, so kann man solche Ansätze zur Kammstruktur leicht u. d. M. übersehen, zumal wenn der Schliff nicht in der Längsrichtung, sondern in der Querrichtung der parallel gestellten Kristalle gelegen ist. Man erkennt dann nur einzelne Gebiete, in denen alle Körner in gleicher Richtung orientiert sind. In unregelmäßig körnigen Verkieselungsquarzen machen sich z. B. auf diese Weise Hohlräume des verkieselten Mediums durch kammartig gestellte Quarzstengel kenntlich. Sind die Hohlräume in der Gangfüllung regellos verteilt, so entsteht eine unregelmäßig drusige Struktur. U. d. M. erkennt man sie an dem Bestreben vieler Individuengruppen, unge-

führ konzentrisch-strahlig sich anzuordnen. Es sind diese Gruppen die Ausfüllung der bis zuletzt noch bestehen gebliebenen Hohlräume. Für die meisten sekretionären Gangquarze sind solche Drusenstrukturen sehr charakteristisch (Fig. 38).

Das sekretionäre lagenförmige Wachstum wird bei der Kammstruktur gern durch reihenweise angeordnete Flüssigkeitseinschlüsse bemerkbar, deren Vorhandensein überhaupt für Gangquarze sehr bezeichnend ist. Entweder sind diese parallel den Wänden des Hohlraumes angeordnet, und lassen sich dann in geradlinigen Reihen oft durch viele benachbarte Individuen hindurch verfolgen, oder sie sind nach den Endflächen, z. B. bei den Quarzstengeln $\pm R$, in mehrfache Wiederholung ausgeschieden. Nicht selten findet man nicht nur Flüssigkeitseinschlüsse, sondern auch winzige Interpositionen anderer Minerale in dieser Weise in regelmäßigen Abständen massenhaft eingelagert. Die Quarzkristalle brechen dann beim Zerschlagen nach diesen pyramidenförmigen Interpositionszonen auseinander, und es entsteht der sog. Kappenquarz. Die großen, in allen Museen vorhandenen Kappenquarze von den erzgebirgischen Zinnerzlagerstätten sind allerdings insofern von etwas anderer Entstehung, als sie sich bei der Umwandlung des Granits in Greisen, also nicht in freien Hohlräumen bildeten. Während der Abkühlung sind die einzelnen Kappen hier übrigens in ein Aggregat kristallographisch verschieden orientierter Körner zerfallen.[1])

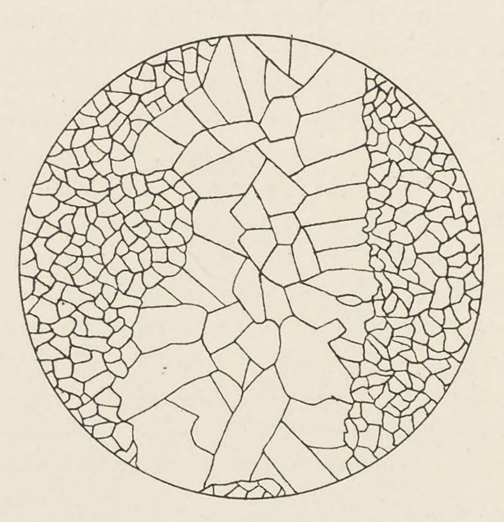


Fig. 38. Feinkörniger Gangquarz mit grobkörniger, undeutlich konzentrischer Quarzdruse. Vergr. 25mal.

Wenn der Hohlraum, in dem sich die Erze absetzen, zahlreiche Bruchstücke des Nebengesteins enthält, so entsteht die Breccienstruktur, die häufig auch in mikroskopischen Abmessungen auftritt. Neigt die Gangfüllung zu stengeliger Kristallbildung

---

1) R. Beck, Über Kappenquarze. Centralbl. f. Mineral. 1912, S. 693.

so strahlen die Kristalle radial von der Oberfläche der Bruchstücke aus. Meist scheinen die Nebengesteinsbrocken sich gegenseitig nicht zu berühren. Diese Erscheinung erklärt sich aber ganz natürlich, wenn man bedenkt, daß zur Stützung eines Körpers die Auflagerung in drei Punkten genügt. Da nun die Bruchstücke in der offenen Spalte stets ganz locker aufgeschüttet sind, so werden sie meist nur mit ihren Ecken und Spitzen zwischen den Nachbarstücken hängen bleiben und sich gegeneinander versteifen. Die Wahrscheinlichkeit, daß in einem makroskopischen oder mikroskopischen Schnitt ein derartiger Unterstützungspunkt gerade getroffen wird, ist also sehr gering. (Sind mit dem Absatz metasomatische Prozesse verbunden, so werden gerade die Spitzen der Bruchstücke zuerst weggeätzt und die Nebengesteinsbrocken schweben dann tatsächlich allseitig frei in der Gangmasse.)

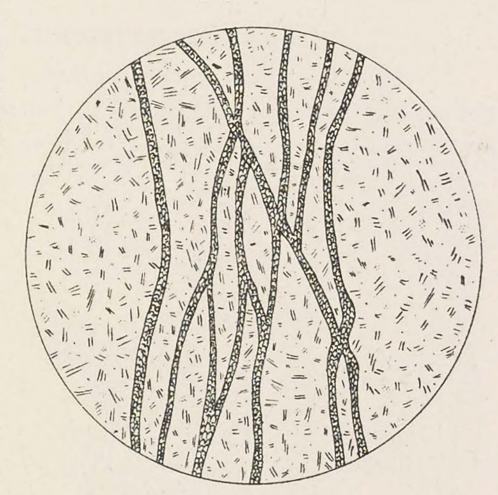


Fig. 39. Mikroskopische Adernstruktur. (Adern von Kupferlasur in feinkörnigem Malachit von Otavi.) Vergr. 25 mal.

Vereinigt sich die Breccienstruktur mit der Krustenstruktur, so entsteht die Kokardenstruktur. Jedes einzelne Nebengesteinsbruchstück ist hier von einer Anzahl verschieden zusammengesetzter Zonen ringförmig umgeben, die äußeren Krustenzonen fließen oft ineinander und umgeben gemeinsam zwei oder drei Nebengesteinsbrocken. Die Zwickel zwischen den äußersten Ringen sind häufig von strahligen Mineralien ausgefüllt, die in freie Drusenräume endigen. Das Auftreten solcher offenen Drusenräume, die auch in der Mittellinie der Krustenstrukturen und Kammstrukturen vorkommen können, ist stets ein Beweis für sekretionäre Entstehung.

Wenn der Gang sich während des Erzabsatzes immer weiter öffnet, so reißt, nachdem sich die erste Spalte gefüllt hat, teils in ihr, teils neben ihr im Nebengestein eine neue Spalte auf, nach deren Füllung eine weitere usf. Es entsteht ein Gewirr ungefähr paralleler, sich durchsetzender Gangtrümchen, die von verschiedenen

Mineralien, je nach ihrem relativen Alter, erfüllt sind. Im großen nennt man diese Erscheinung „zusammengesetzte Gänge", sie findet sich aber auch im Kleinen bis herab zu mikroskopischen Dimensionen. Diese mikroskopische Adernstruktur (Fig. 39) ist besonders in der Oxydationszone der Lagerstätten weit verbreitet, da hier eine allgemeine Auflockerung des Gebirges mit starker und sehr wechselnder Mineralneubildung (Oxyde, Karbonate, Sulfate) Hand in Hand geht. Sie findet sich in den meisten Eisernen-Hut-Bildungen, und ist auch für die ebenfalls der Oxydationszone angehörigen Lagerstätten der Nickelsilikaterze und des Magnesits sehr bezeichnend.

DIE METASOMATISCHEN STRUKTUREN

Die metasomatischen Strukturen unterscheiden sich von den Sekretionsstrukturen dadurch, daß bei ihnen das Erz oder die Gangart keinen Hohlraum vorfand, sondern daß der Raum für das neue Mineral (den Eindringling) erst im Augenblicke des Absatzes entstand, indem die Lösung einen gleichgroßen Teil des Nebengesteins oder der älteren Gangfüllung (des Wirts) mit sich fortführte. Meist sind die Grenzen zwischen Wirt und Eindringling, Erz und Nebengestein, völlig regellos (Fig. 40), lappig und buchtenförmig wölben sie sich bald vor, bald treten sie zurück. Im allgemeinen hat aber bei der regellosen Metasomatose das neugebildete Mineral die Neigung in spitzeren Formen, Schläuchen, Einstülpungen usw. gegen das ältere vorzugehen. Es kommt dabei bisweilen zu den eigenartigsten Bildungen, die an die Gänge eines Borkenkäfers unter der Baumrinde erinnern (vgl. Fig. 32 S. 126). Die regellose Metasomatose ist auch meist die Ursache jener Gangstrukturen, die man makroskopisch als massige Verwachsung bezeichnet. Krusch[1])

Fig. 40. Korrodierte Pyroxenzwillinge in einer Granatgrundmasse von Schwarzenberg (nach Beck). Vergr. 50 mal.

---

1) P. Krusch, Die mikroskopische Untersuchung der Gangfüllungen des Siegerlandes und seiner Umgebung. Arch. f. Lag.-Forsch., Heft 8, S. 447.

spricht daher bei den Siegerländer Erzgängen von sekundärer massiger Verwachsung (Fig. 41).

Oft ist die Entscheidung nicht leicht, welches von beiden Mineralien das ältere ist. Das jüngere Mineral enthält meist noch Einschlüsse, Verdrängungsreste des älteren, während einzelne abgeschnürte, vorauseilende Partien des Eindringlings zu den Seltenheiten gehören. Eine eigenartige Struktur beschreibt Lindgren[1]) von den Gängen des Distriktes De Lamar in Idaho. Hier dringt feinkörniger Quarz zunächst in einem Netz feiner Spältchen in den Kalkstein ein, von diesen Gangtrümchen aus dringt aber dann der Quarz in den benachbarten Kalzit in feinstengligen, an die Kammstruktur erinnernden Massen beiderseits vor und nimmt so nach vollkommener Verdrängung des Karbonats eine eigenartige, drusig-zellige Struktur an, die sehr an den sog. gehackten Quarz erinnert (siehe später).

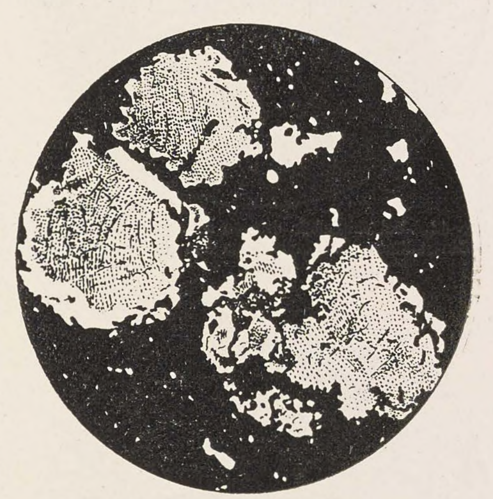


Fig. 41. Sekundäre massige Verwachsung. Zinkblende, unregelmäßig teils trüben, teils klaren Quarz verdrängend. Grube Ramsbeck (nach Krusch). Vergr. 17 mal.

Hat der Eindringling ein starkes Kristallisationsvermögen, so schiebt er sich oft mit Kristallflächen gegen seinen Wirt vor (vgl. Fig. 82 S. 175). Derartige Entstehung von Kristallformen nicht im freien Hohlraum, sondern im festem Medium, welches letztere dann bei der Kristallisation chemisch (bisweilen auch mechanisch) verdrängt wird, kennt man schon lange aus den kristallinen Schiefern und nennt sie hier nach dem Vorschlag von F. Becke idioblastische Entstehung (von *βλαστειν* = knospen). Idioblastische Metasomatose ist eine sehr verbreitete Erscheinung, besonders die säulig ausgebildeten Mineralien (Turmalin, Antimonglanz usw. usw.) schießen oft wie Pfeile in das Nebengestein, welches sie metasomatisch verdrängen, vor (Fig. 42). Die Mineralien von mehr rundlichem Querschnitt, besonders die

1) W. Lindgren, The Gold and Silver Veins of Silver-City etc. in Idaho. 20. Ann. Rep. U. S. Geol. Surv. III (1900), S. 172.

Kiese, bilden gern von bestimmten Kristallisationszentren aus zu allseitig begrenzte, im Wirt freischwebende Kristalle (porphyroblastische Struktur nennt man dies bei den kristallinen Schiefern). Hierher gehören z. B. auch die allseitig entwickelten Quarze, die man oft in kristallinen Kalken findet (Fig. 43). Solche Porphyroblasten wachsen allmählich weiter und verfließen an ihren Grenzen miteinander, so daß zuletzt auch hier zusammenhängende Erzmassen entstehen. Liegen sie noch einzeln im Nebengestein, so haben wir eine Imprägnationsstruktur, wie sie uns am schönsten an vielen Fahlbändern entgegentritt. Oft ist es bei den Fahlbändern allerdings zweifelhaft, ob das Erz von außen her durch Lösungen herbeigeführt wurde, oder ob es schon früher feinverteilt im Gestein vorhanden war und sich später zu Kristallkörnern zusammenzog. Für die Mikrostruktur ist dies aber ohne Belang. Auf jeden Fall mußte das Erz dort, wo es jetzt vorliegt, die umgebende Grundmasse erst verdrängen. Daher umschließt es auch gelegentlich Reste des umgebenden Gesteins (Fig. 44).

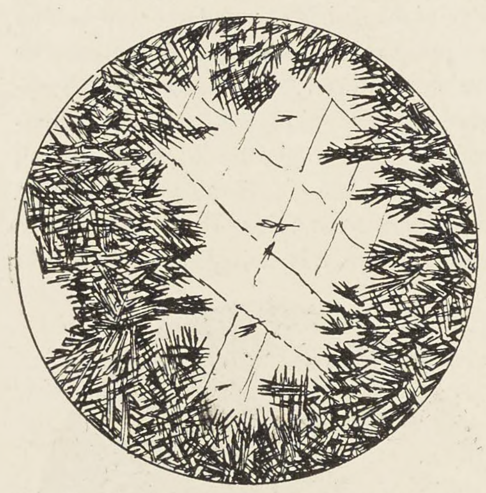


Fig. 42. Malachitnadeln dringen metasomatisch in ein großkristallines Kalzitindividuum ein (Otavi). Vergr. 30 mal.



Fig. 43. Automorphe Quarzkristalle (*a*) sowie Kupferkies (*c*) und Fahlerz (*d*) in Ankerit (*b*) von Mitterberg (nach Buttmann). Vergr. 120 mal.

Aus Groß-Fragant in Kärnten beschreibt v. Reitzenstein[1])

---

1) W. v. Reitzenstein, Beitrag zur Kenntnis der Groß-Fraganter Kieslagerstätten. Z. pr. Geol. 1914, S. 197.

porphyroblastische Pyritkristalle, die zwar abgerundete Gestalt haben, an denen aber die fehlenden scharfen Ecken durch staubförmige Kiespartikelchen, die im umgebenden Quarz eingeschlossen liegen, ergänzt werden.



Fig. 44. Porphyroblastischer Arsenkies mit Einschlüssen von Serizit im Serpentin von Reichenstein (W. Reimer phot.). Vergr. 20mal.

Wenn mehrere Mineralneubildungen zu verschiedenen Zeiten durch blastische Metasomatose entstanden sind, so kann eine vollkommene Umkehr der Regeln für die Beurteilung der Altersfolge daraus entstehen. Jedes Mineral, welches den anderen gegenüber seine Kristallformen zur Geltung bringt, ist in diesem Falle, umgekehrt wie bei den Eruptivgesteinen, das jüngere (Fig. 45). Es wird dies Verhältnis, wie gesagt, dadurch bewiesen, daß die jüngeren Mineralien gelegentlich unregelmäßige Verdrängungsreste der älteren umschließen.



Fig. 45. Quarz-Epidotgestein mit Pyrit (Altersreihe: Quarz-Epidot-Pyrit), Capannegang (nach Ermisch). Vergr. 100mal.

Nicht immer sind es bloß allseitig entwickelte Kristalle, die sich idioblastisch bilden, sondern oft auch Kristallgruppen, die nicht selten eine schalige oder strahlige Anordnung zeigen. Man kann dann von metasomatisch entstandenen Konkretionen bzw. von metasomatischer Konkretionsstruktur sprechen. Hierher gehören offenbar die von Wiechelt[1])

1) W. Wiechelt, Die Beziehungen des Rammelsberger Erzlagers zu seinen Nebengesteinen. Berg- u. Hüttenm. Ztg. 1904, S. 285.

beschriebenen Kieskonkretionen im Rammelsberger Erzlager (siehe später).

Bisweilen dringt auch das neugebildete Mineral gegen seinen Wirt zwar im großen in unregelmäßigen geschlossenen Formen vor, die aber im kleinen von Kristallflächen begrenzt sind. Auch hier liegt noch idioblastische Metasomatose vor, die man aber im Gegensatz zur allseitigen, porphyroblastischen als einseitig idioblastische Struktur bezeichnen muß. Sie ist oft sehr schwer von der primären Sekretionsstruktur zu unterscheiden.

Eigenartige Bildungen, die ganz und gar Sekretionsprozesse vortäuschen können, entstehen, wenn sich bei einseitig idioblastischer Metasomatose die Lösungen mehrfach in ihrem Bestande verändern. Dann treten an der Oberfläche des Eindringlings nicht nur Kristallflächen, sondern Krustenbildungen auf, die sich gegen den Wirt stufenweise vorschieben. Auf derartige Prozesse ist z. B. die Bildung der bekannten Schalenblende z. T. zurückzuführen, die in knolliger Form als metasomatische Zinkblende gegen das Nebengestein vordringt. Beck nennt derartige Bildungen, die er von den Erzlagerstätten von Pitkäranta beschreibt, sehr bezeichnend „Verdrängungsschalen“.



Fig. 46. Magnesit dringt metasomatisch von Spalten aus in den Serpentin vor, die Ränder der größeren Spalten und der Verlauf der Haarspalten werden durch Streifen von Limonit gekennzeichnet. Frankenstein. Vergr. 16 mal.

Während bei den idioblastischen Metasomatosen die zubringenden Lösungen kapillar im ganzen Nebengestein zirkulierten, ohne daß man bestimmte Zuführungskanäle feststellen könnte, sehen wir in vielen, ja wohl in den meisten Fällen der Metasomatose, daß kleine Spalten ihnen den Weg gewiesen haben. Diese Spältchen wurden zunächst sekretionär ausgefüllt, von ihnen aus drang dann aber das Erz seitwärts metasomatisch ins Gestein vor, so daß die Seitenwände solcher Äderchen, die sich öfter baumförmig verzweigen, seltener parallele Züge bilden, ganz unregelmäßige Gestalt annehmen, und wenn man sich das Erz hinweg genommen denkt,

nicht mehr aneinander passen würden. Bisweilen kann man an einer Reihe kleiner Einschlüsse im neuentstandenen Mineral die Grenze der ursprünglichen Spalte noch erkennen (Fig. 46), selbst wenn der Eindringling großkristallin ist und seine Individuen quer durch die primäre Spalte in die beiderseitige Verdrängungszone hineinreichen.



Fig. 47. Schwefelkies dringt von einer Spalte aus zwischen die Fugen eines Diopsidaggregats. Schmiedeberg. Vergr. 25mal.

Sehr oft wird die Richtung, in der die Metasomatose vordringt, durch die Struktur des Wirtes vorgezeichnet. Ist der Wirt z. B. ein großkörniges Kristallaggregat, etwa ein Marmor oder ein Quarzit, so sieht man, wie das Erz sich zunächst netzförmig auf den Grenzen der einzelnen Individuen ausbreitet (Fig. 47), dann die Nähte metasomatisch erweitert, beiderseits in die angrenzenden Körner eindringt, und zuletzt von ihnen nichts mehr oder nur noch kleine zentrale Restpartien übrig läßt. So dringt dann das Erz oft von Korn zu Korn in den Wirt hinein und erscheint u. d. M. fast wie ein primärer Gemengteil des Gesteins (Fig. 48). Sehr häufig wird der Metasomatose durch die Spaltrisse des Wirtes der Weg vorgezeichnet. Solche *orientierte Metasomatose* findet man vor allem sehr häufig in den epigenetischen Erzlagern der Schiefergesteine, wo das Erz die leicht spaltbare Hornblende oder die Glimmermineralien metasomatisch verdrängt hat. Das Aufblättern

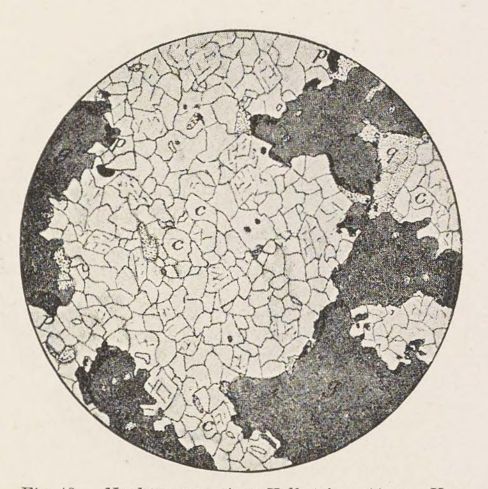


Fig. 48. Verdrängung eines Kalksteines (*c*) von Korn zu Korn durch Bleiglanz (*g*), Pyrit (*p*) und Quarz (*q*) (nach Lindgren). Vergr. 12mal.

des Glimmers oder das Ausfasern der Hornblende (vgl. Fig. 29 S. 119) durch eindringendes Erz ist schon vielfach beschrieben worden. Etwas anders verhält sich der Kalkspat. Auch bei ihm weisen die Spaltrisse der Metasomatose den Weg, aber da das Erz sich schnell auch auf den parallel seiner früheren Grenze liegenden Spaltrissen seitlich ausbreitet, wenn es einmal bis zu diesen vorgedrungen ist, und da die dünne Schale von Kalzit zwischen der alten Erzgrenze und dem nächsten Parallelspaltriß bald weggefressen wird, so wirken die Spaltrisse hier in der Weise, daß das Erz staffelförmig von Spaltriß zu Spaltriß vordringt. Die Grenze zwischen Erz und Kalkspat wird also während der Verdrängung meist durch Spaltflächen des Karbonats gebildet (Fig. 49), doch sieht man oft, wie die Grenze des Erzes treppenförmig immer tiefer in den Kalkspat eindringt.



Fig. 49. Rhomboedrische Verdrängungsreste von Ankerit in Quarz (nach Buttmann). Vergr. 25 mal.



Fig. 50. Undeutlich rhomboedrische Verdrängungsreste von Kalzit im Hornstein von Otavi. Vergr. 20 mal.

Sog. Reststrukturen entstehen, wenn in diesem Fall noch Relikte des Wirtes im Erz zurückbleiben, die allseitig vom Eindringling umschlossen den metasomatisch wirkenden Lösungen entzogen wurden. Diese Relikte sind dann von Spaltflächen umgrenzt. Im Falle der Wirt ein Kalkspat war (alle anderen rhomboedrischen Karbonate verhalten sich übrigens genau so), liegen also kleine Kalk-

spatrhomboeder in dem neuentstandenen Mineral (Fig. 50). In jedem Kies oder jedem Bleiglanz, jeder Zinkblende, die metasomatisch in kristallinen Kalken entstanden sind, kann man diese rhomboedrischen Kalkspatreste gelegentlich nachweisen, ebenso in den aus Verkieselung von Kalken entstandenen Quarziten. Auch scharfe Querschnitte von Hornblendeprismen, z. B. in der Zinkblende von Långfall sind auf diese Weise entstandene Reliktstrukturen (Fig. 51).[1])

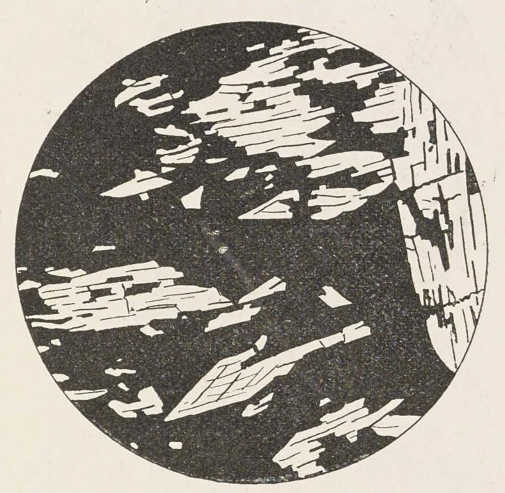


Fig. 51. Korrodierte Säulen von Anthophyllit in einem Gemenge von Zinkblende und Bleiglanz. Långfall (nach Beck).

Eine besondere Art der Reststrukturen ist der sog. gehackte Quarz, der auf sekundär verkieselten Gängen als Pseudomorphosenbildung taflig entwickelter Mineralien, besonders des Schwerspats, auftritt. Die ehemaligen Schwerspattafeln sind hier nicht als solche, sondern als schnurgerade schnittförmige Hohlräume erhalten, Hohlräume, die oft ebenfalls mit Quarz erfüllt sind, aber mit wesentlich feinkörnigerem als derjenige ist, der die Umgebung bildet (Fig. 52).



Fig. 52. „Gehackter" Quarz von Usingen. An der Stelle der ehemaligen Schwerspattafeln kleinkörnig, in den Zwischenräumen grobkörnig (nach Schneiderhöhn). Vergr. 6 mal.

Ist der Wirt, welcher metasomatisch verdrängt wird, keine einheitliche Substanz, sondern besteht er aus einem Gemenge verschiedener Mineralien, so kommt es häufig vor, ja man kann sagen, so

1) Beck, Über die Gesteine der Zinkblendelagerstätte Långfallsgrube bei Rafvala in Schweden. Tscherm. Mitt. 20. Bd., S. 382.



Fig. 53. Pyrit (schwarz) hat Quarz (weiß) verdrängt, Chloritoid (gemasert) nur wenig angefressen. Witwatersrand. (Nach Young.) Vergr. 78mal.

ist es fast die Regel, daß nur eins oder einige dieser Mineralien metasomatisch verdrängt werden. Ein Korallenstock kann z. B. im Kalkstein dadurch wieder herauspräpariert werden, daß der feinkörnige, dichte Kalkstein durch Erz verdrängt wurde, die Korallen aber erhalten blieben. Diese **auswählende Metasomatose** (Trüstedt nennt es selektive Metasomatose) ist leicht zu erkennen, wenn noch Reste des verdrängten Minerals vorhanden sind. Ist der Wirt vollkommen durch den Eindringling ersetzt, so macht sie sich nur dadurch kenntlich, daß die nicht verdrängten Gemengteile von den metasomatisch wirkenden Lösungen nicht ganz unbeeinflußt blieben, sondern an ihrer Oberfläche mehr oder weniger angeätzt erscheinen (Fig. 53).

Fig. 54. Zinnobererz von Almaden. Reihenweise angeordnete Einschlüsse von Bitumenstaub (*e*), sowie Serizitnester (*s*) haben neben den Individuengrenzen des Quarzes die Anordnung des Zinnobererzes (*c*) vorgezeichnet. *z* Zirkon, *p* Pyrit (nach Beck). Vergr. 70mal.

Zur auswählenden Metasomatose gehören die streifenweisen Einstreuungen von Zinnober im Quarzit von Almaden (Fig. 54). Es lagen hier zunächst streifenweise angeordnete Einschlüsse bituminöser Substanz im Quarze vor. Sie bildeten dann den Angriffspunkt für die Ausscheidung des Zinnobers, der nicht nur den

winzigen Bitumeneinschluß, sondern auch einen kleinen Teil des umgebenden Quarzes ersetzte, so daß die Zinnobereinschlüsse viel gröber erscheinen als die ehemaligen bituminösen Interpositionen.

Ist das verdrängte Mineral gut kristallisiert, und wird es vollkommen durch das neugebildete ersetzt, so entsteht als besondere Art der auswählenden Metasomatose die Pseudomorphosenstruktur. Einen eigenartigen Fall von auswählender Verdrängung beschreibt Trüstedt[1]) von Pitkäranta. Hier finden sich im Nebengestein die als Eozoon beschriebenen eigenartigen konzentrisch schaligen Wechsellagerungen von Kalk und Serpentin. Von den Erzlösungen ist der Kalk, aber nicht der Serpentin verdrängt worden, so daß Erz-Serpentin-Eozoon-Bildungen entstanden sind.



Fig. 55. Zonar gebauter Granatkristall (*b*) lagenweise durch Kupferkies (*a*) verdrängt von Pitkäranta (nach Trüstedt).

Nicht selten genügen überaus geringe Differenzen in der Zusammensetzung des Wirtes, um eine auswählende Verdrängung zu verursachen. Trüstedt bildet z. B. zonar gebaute Granaten ab, in denen bestimmte Kristallzonen durch Erz verdrängt wurden, während die übrigen von den metasomatischen Vorgängen unberührt blieben (Fig. 55). So kann eine vielleicht nur auf ganz geringen chemischen Abweichungen beruhende und daher kaum nachweisbare Lagenstruktur des Wirtes durch Metasomatose zu einer überaus auffälligen sekundären Lagenstruktur umgewandelt werden. Derartige Fälle hat Krusch[2]) von der Grube Holzappel beschrieben und abgebildet. Bestimmte, nur wenig abweichende Lagen des Eisenspates, der hier die primäre Gangfüllung bildet, sind durch Zinkblende verdrängt, und es entsteht ein vielfacher Wechsel von Spateisenstein und Zinkblende, der makrosko-

1) O. Trüstedt, Die Erzlagerstätten von Pitkäranta am Ladogasee. Bull. Com. Géol. de Finlande. Nr. 19.

2) P. Krusch, Die mikroskopische Untersuchung der Gangausfüllungen des Siegerlandes. Archiv für Lagerstättenforschung, Heft 8, Anhang.

pisch einen immerwährenden Wechsel von Spateisenstein- und Zinkblendelösungen vortäuscht, mikroskopisch aber sofort als metasomatische Struktur erkennbar ist (Fig. 56). In Wirklichkeit lag also nur ein geringer Wechsel in der Beschaffenheit der Spateisensteinlösungen, oder vielleicht nur der Bedingungen, unter denen diese ihren Erzgehalt absetzten, vor, und später erfolgte nur einmaliges Eindringen von Zinkblendelösungen in diese ältere Gangfüllung. Man sieht in der Figur deutlich, wie die Zinkblende auch in die nicht verdrängten Teile des Spateisensteins vordringt und sie zu ersetzen strebt.

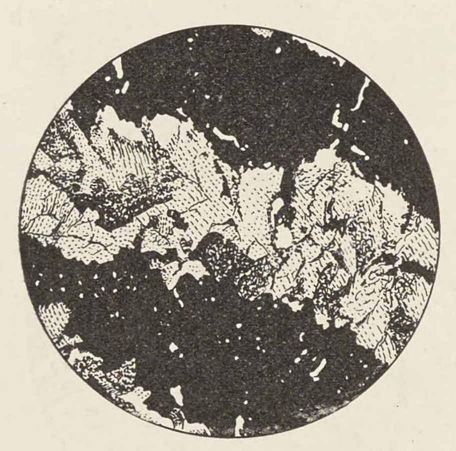


Fig. 56. Sekundäre Lagenstruktur. Zinkblende (schwarz) verdrängt gewisse Lagen des Spateisensteins. Grube Holzappel (nach Krusch). Vergr. 15mal.

Schon bei der Besprechung der idioblastischen Metasomatose wurde auf die nahe Beziehung hingewiesen, die zwischen Metasomatose und kristalliner Schieferbildung besteht, insofern als auch bei der letzteren Kristallisation im festen Medium, also unter Verdrängung der Umgebung, eine große Rolle spielt. Der wesentliche Unterschied liegt nur darin, daß bei der Metamorphose der Stoff zur Neukristallisation nicht von außen zugeführt, sondern der unmittelbaren Umgebung entnommen wird. Von Weinschenk wurde zuerst eine besondere Art porphyroblastischer Auskristallisation großer Kristalle beschrieben, bei welcher gewisse Gemengteile der Grundmasse als Einschlüsse im neuentstandenen Kristall in alter Form und Lage erhalten bleiben. Da in dem von Weinschenk beschriebenen Fall die Grundmasse gefältelt war, so lagen die Einschlüsse in wurmförmig gekrümmten Reihen im Porphyroblasten. Weinschenk nannte die Erscheinung deshalb Helizitstruktur.

Man hat sich aber mehr und mehr daran gewöhnt, diesen Namen auch dann auf derartige Strukturen anzuwenden, wenn nicht der Spezialfall einer Fältelung vorliegt, und bezeichnet als Helizitstruktur jede Struktur, bei der gewisse kleine Interpositionen des Wirtes ohne Änderung ihrer Form und Lage in das neugebildete Mineral übernommen werden. Solche Erscheinungen sind natürlich auch bei metasomatischen Verdrängungen durch epigenetische Lö-

sungen überaus verbreitet, und man kann daher die Übernahme von fremden Einschlüssen aus dem Wirt in den Eindringling als metasomatische Helizitstruktur bezeichnen, ganz gleichgültig, ob dieser letztere nun kristalloblastisch seine Kristallform zu entwickeln vermag, ob er den Wirt regellos verdrängt, oder ob er durch dessen Spaltbarkeit in seinen Umrissen orientiert wird. Derartiger Entstehung ist wahrscheinlich die Einstreuung feinster Glaserzkriställchen im Gangquarz der edlen Quarzformation von Freiberg. Die Kriställchen sind zunächst in einer anderen Matrix entstanden, vielleicht in Chalzedon oder feinkristallinem Hornstein. Erst später bildeten sich daraus die relativ großen Quarzindividuen, in welchen jetzt die Kriställchen eingeschlossen sind (Fig. 57).



Fig. 57. Gangquarz mit eingeschlossenen Kriställchen von Glaserz (nach Beck). Vergr. 50 mal.

Als metasomatische Helizitstruktur ist auch die reihenweise Einstreuung der Bitumenflöckchen im Quarzit von Almaden zu betrachten (vgl. Fig. 54 S. 146). Offenbar war hier zuerst ein schichtiger, lagenweise bald mehr bald weniger bituminöser Kalkstein vorhanden, der dann verquarzte, wobei die Bitumenflöckchen in ihrer ursprünglichen Lage in die Quarze übernommen wurden. Da das Bitumen später durch Zinnober verdrängt wurde, so liegt hier eine doppelte Metasomatose vor, zuerst eine helizitische und dann eine auswählende.

Eine eigenartige Struktur, die zur helizitischen in einem gewissen Gegensatze steht, ist die Pinolithstruktur, die sich an einigen Ankeriten, Dolomiten und Magnesiten Steiermarks findet (Sunk bei Trüben, Veitsch, Mitterberg). Das großkörnige Karbonatgemenge ist hier an den Grenzen der einzelnen Individuen in Linien, die kleine, aber oft höchst seltsame Zickzackformen bilden, miteinander verzahnt. Diese Grenzlinien erscheinen durch feinste graphitische und kohlige Zwischenlagen schwarz.[1]) Diese dunklen

1) Man beobachte nach Ausschaltung des unteren Nicols, da sonst die Individuengrenzen infolge der Differenz der Lichtbrechungen je nach der Lage zur Schwingungsebene auch ohne schwarzen Belag als dunkle Linien hervortreten.

Grenzlinien sind dadurch entstanden, daß das Mineral bei seiner Auskristallisation die feinen Staubpartikelchen nicht umschloß, sondern vor sich herschob, bis es mit den Nachbarindividuen zusammenstieß. Man kann beobachten, daß diese Wirkung erst in den letzten Stadien der Kristallisation eintrat. Im Innern sind die Karbonatkörner durch feinen Staub oft noch getrübt und nur in je einer schmalen Grenzzone, die die schwarze Grenzlinie beiderseits begleitet, erscheint das Mineral klar. Die Grenze zwischen trübem Inneren und klarem Rand folgt übrigens nicht dem Zickzackverlauf der Korngrenze, sondern verläuft ziemlich geradlinig, die Zickzackform der Grenze entsteht also erst im Moment des Zusammentreffens der beiden Individuen durch deren „Kampf um den Raum" (Fig. 58).

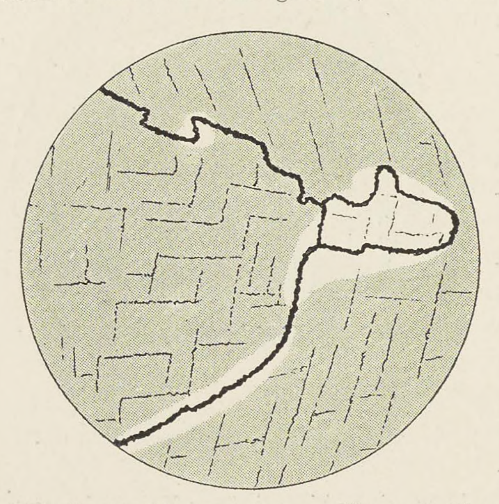


Fig. 58. Pinolithischer Ankerit von Mitterberg. Die grau angelegten Stellen sind getrübt. Vergr. 50mal.

Nicht selten kommt es vor, daß der Eindringling seine Kristallisationskraft weniger im äußeren Bau kundgibt als in einheitlicher Durchbildung seiner Spaltbarkeit, daß er also zwar nicht in großen Kristallen, wohl aber in großen Individuen auskristallisiert. Hat er nun von einem Mineralgemenge nur bestimmte Komponenten verdrängt, so liegen die zurückgebliebenen in ihrer ursprünglichen regellosen Anordnung im einheitlich spaltbaren, einheitlich optisch orientierten Individuum des Eindringlings. Es entsteht dann die metasomatische Intersertalstruktur, die oft genau dasselbe Bild bietet, wie die als Intersertalstruktur bezeichnete Ausbildung vieler Eruptivgesteine (Fig. 59). Sie ist bisweilen nicht leicht zu unterscheiden von dem Falle, daß der Eindringling in ein großes Individuum des Wirtes in unregelmäßiger Form eindringt. Man erhält hier unter Umständen genau dasselbe Bild, erkennt aber das jüngere Alter der Einschlüsse im großkristallinen Individuum dadurch, daß diese gelegentlich durch Spaltrisse, Individuengrenzen oder mechanische Spalten in ihrer Anordnung beeinflußt werden (vgl. die Fig. 59 u. 62).

Eine Erscheinung, die man leicht mit metasomatischer Helizitstruktur verwechseln kann, ist das Auftreten von streifenförmig angeordneten Flüssigkeitseinschlüssen in Gangquarziten. Solche Streifen kleinster Interpositionen ziehen sich oft auf weite Strecken hin vollkommen geradlinig durch viele Quarzkörner, völlig unbeeinflußt von deren Grenzen und kristallographischer Orientierung, hindurch. Es mag das wohl in vielen Fällen darin seinen Grund haben, daß der Quarz ein älteres Gemengteil verdrängte, dessen Struktur (Krustenbildung, Spaltbarkeit oder ähnliches) gewisse Zonen unregelmäßiger einschlußreicher Auskristallisation des Quarzes vorzeichnete. Viel häufiger werden aber diese Einschlußstriche den Verlauf von kleinen Haarspalten andeuten, die vorübergehend in der Quarzmasse aufrissen und alsbald durch innere Ausheilung des Kristalles (Neubildung in gleicher Orientierung wie die umgebende Masse) wieder zusammenwuchsen, dabei aber viele Flüssigkeitströpfchen einschlossen. In den Quarzen kataklastischer Schiefergesteine sind derartige Einschlußstreifen an Stellen ehemaliger Spalten überaus häufig. Sie sind also nicht unbedingt als Beweise metasomatischer Vorgänge anzusehen.



Fig. 59. Verdrängung durch einheitlichen Kalzit. Aller Magnetit und etwas Chlorit (c) ist erhalten geblieben (nach Granigg). Vergr. 50 mal.

In neuerer Zeit hat Liesegang[1]) darauf hingewiesen, daß gewisse Lagenstrukturen auch durch Diffusionen erklärt werden können, da sehr oft in diffundierend vordringenden Lösungen rhythmische Ausfällungen stattfinden können. Denken wir uns z. B., daß eine Silbernitratlösung in einen mit Chlornatriumlösung getränkten Körper hineindiffundiert, so wird sich natürlich zunächst an der Stelle, wo die Lösungen zusammentreffen, ein Niederschlag bilden. Hierdurch wird aber sowohl der vordere Teil der Silberlösung als der Chloridlösung an Ag und Cl verarmen. Es bildet

1) R. E. Liesegang, Geologische Diffusionen. Dresden 1913 (Steinkopff).

sich um den ersten Niederschlag eine den Kristallisationshöfen der Kristalle entsprechende verarmte Zone. Erst wenn die Lösung diese Zone auf dem Diffusionswege überschritten hat, bildet sich eine zweite parallele Niederschlagskruste, usf. Diffusionsstrukturen können überall dort vorliegen, wo in einem einheitlichen Medium schmale parallele Ausscheidungen eines anderen Körpers in hundert- oder tausendfacher Wiederholung sich finden. Ohne Zweifel sind z. B. die konzentrischen Ringe von Brauneisenerz in vielen Sandsteinen durch rhythmische Fällung entstanden, indem eine Eisensalzlösung gegen den durchlüfteten, also sauerstoffhaltigen, getrockneten Teil des Gesteins langsam diffundierte.

In Mieß finden sich nach Granigg und Koritschoner[1]) Erze, welche aus tausendfachem Wechsel von Gips und Hydrozinkit bestehen. Wahrscheinlich sind hier Zinkkarbonatlösungen in feinkristallinen Gips eingedrungen und haben ihren Erzgehalt in rhythmischer Fällung abgegeben, den Gips gleichzeitig metasomatisch verdrängend. Auch die sog. Zebraiterze von Pitkäranta könnten vielleicht als Diffusionsstrukturen aufgefaßt werden, doch könnte hier auch sekundäre Hervorhebung einer kaum merklichen primären Lagenstruktur des Kalksteins vorliegen.

Häufig beobachtet man bei allen diesen Diffusionsstrukturen die von Liesegang als Rundungsbestreben bezeichnete Erscheinung. Sie äußert sich darin, daß, wenn die Streifen der rhythmischen Fällung durch irgendwelche Umstände, etwa entgegenstehende, nicht diffusionsfähige Hindernisse, zu jähem Umbiegen gezwungen werden, diese Knicke in den folgenden Streifen zu rundlichen Biegungen und weiterhin zu möglichst flachen Kreisabschnitten sich umwandeln. Bezeichnend ist es auch, daß unter normalen Verhältnissen der Abstand der einzelnen Streifen in der Richtung des Vordringens der diffundierenden Lösung ganz gleichmäßig und gesetzmäßig zunimmt.

Ein besonderer Vorgang, der bei der Metasomatose oft eine wichtige Rolle spielt, aber in seiner allgemeinsten Form auch bei Sekretionsstruktur auftreten kann, ist die Zementation. Als Zementation bezeichnet man den Vorgang, daß der Inhalt einer Lösung nicht gleichmäßig an allen ihr zu Gebote stehenden Stellen, sondern infolge chemischer bzw. elektrolytischer Affinitäten nur auf bestimmten Körpern, sehr oft unter Korrosion derselben, sich

1) Granigg, Die geologischen Verhältnisse des Bergbaugebietes von Mieß in Kärnten. Z. pr. Geol. 1914, S. 171.

niederschlägt. So ist in der Figur 60 der Kupferglanz, obwohl jünger als Kupferkies, zumeist nicht auf diesem, sondern auf dem älteren Schwefelkies abgesetzt worden. Der Ursprung des Namens Zementation leitet sich her von dem Zementationsprozeß der Hüttenleute, bei dem metallisches Kupfer aus den Lösungen seiner Salze durch Einbringen von metallischem Eisen ausgefällt wird. Wir sehen sehr oft den Kupferglanz oder Kupferkies sich als jüngeres Gebilde auf der Oberfläche von Schwefelkieskristallen ausscheiden, und von da aus sowohl gegen das Nebengestein als gegen das Innere der Schwefelkiese unter metasomatischer Verdrängung vordringen.[1]) Oft entsteht dabei eine an serpentinisierten Olivin erinnernde Maschenstruktur. Das Endergebnis dieser Zementationsmetasomatose ist eine formlose Kupferkiesmasse, in der nur einzelne Kerne von Schwefelkies noch den ehemaligen Zustand andeuten.

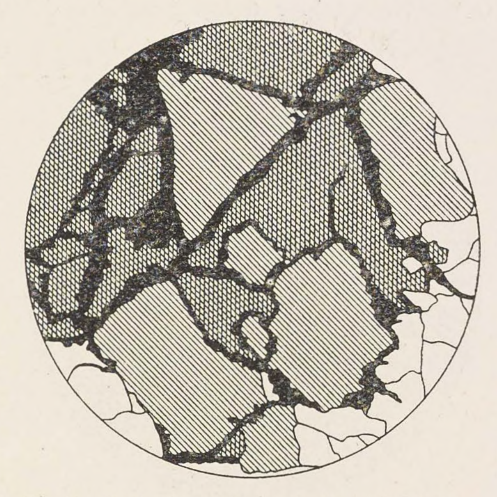


Fig. 60. Kupferglanz (schwarz) durchsetzt in Trümern, Kupferkies (karriert) und Schwefelkies (liniiert), (weiß = Quarz). Bocchegiano (nach Ermisch).



Fig. 61. Eisenglanz (schwarz) folgt den Grenzen zwischen feinkörnigem Quarzaggregat (*a*) und Spateisenstein (*b*). Grube Neue Haardt (nach Krusch). Vergr. 50 mal.

Man hatte bald erkannt (vgl. z. B. die Arbeiten von Emmons), daß derartige Zementationsprozesse besonders intensiv dort stattfinden, wo die im Eisernen Hut einer Lagerstätte entstehenden Lösungen oxydischer Salze (Sulfate, Karbonate usf.) mit den noch unveränderten Sulfiden in Berührung

1) Vgl. auch Fig. 31 S. 124.

treten. Diese Zone, in der oft besonders reiche Erze auftreten, bezeichnet man daher als Zementationszone. Den Namen Zementationsmetasomatose dehnt man also gelegentlich auf all meetasomatischen Prozesse aus, die von den im Eisernen Hut entstandenen Lösungen in den unveränderten Teilen der Lagerstätte verursacht werden. Man ist demnach hier vom formalen zum genetischen Prinzip der Bezeichnung z. T. übergegangen.

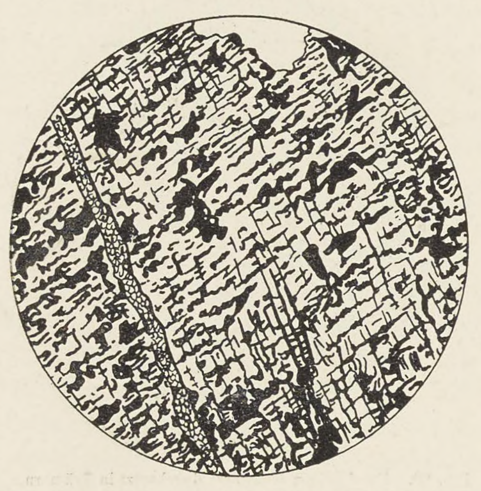


Fig. 62. Eisenglanz dringt auf den Spaltrissen in Spateisenstein ein. Grube Neue Haardt (nach Krusch). Vergr. 50 mal.

In diesem Sinne kann man auch von einer Oxydationsmetasomatose sprechen, wenn die Verwitterungsprodukte eines Erzes, z. B. die Malachitkruste eines Kupfererzes oder die Scheelitkruste eines Wolframiates, in die umgebende Gangart oder das angrenzende Nebengestein hineinwuchert. Bei der Oxydationsmetasomatose können natürlich genau wie bei der primären Metasomatose alle möglichen Formen der Verdrängung längs Spaltrissen oder längs Individuengrenzen usw. eintreten. Vgl. die verschiedenen Figuren, welche den Ersatz von Eisenspat durch Eisenglanz im oxydischen Hut der Spateisensteingänge des Siegerlandes darstellen (Fig. 61 bis 63).



Fig. 63. Eisenglanz in Spateisenstein, automorph aber meist den Grenzen der Individuen folgend (Sog. „Schriftspat“) (nach Krusch). Vergr. 18 mal.

Genetisch zu verstehen sind auch die Begriffe der äußeren und inneren Gangmetasomatose. Der erstere bezeichnet den Fall, daß die auf einer Spalte zirkulierenden erzbringenden Lösungen

das Nebengestein verdrängen, der letztere, daß sie eine ältere, vielleicht selbst erst metasomatisch entstandene Gangfüllung ersetzen.

Etwas Ähnliches wie die innere Gangmetasomatose liegt bei den Ausscheidungen von gediegenem Kupfer in Mandelsteindiabasen und Melaphyrmandelsteinen vor. Hier sieht man, daß gediegenes Kupfer zusammen mit Epidot die ältere, aus Kalzit bestehende Mandelfüllung metasomatisch verdrängt.

Eine genetische Abart der Metasomatose ist endlich die von den Schwitzwassern eines Eruptivstockes häufig ausgeübte Kontaktmetasomatose; sie ist bereits im Kapitel über die Kontaktlagerstätten mehrfach geschildert worden (vgl. die Fig. 29 u. 32).

STRUKTUREN DER LAGERSTÄTTEN IN NICHT METAMORPHEN SEDIMENTEN

1. DIE OOLITHISCHEN EISENERZE

Die Mikrostrukturen der oolithischen Eisenerze, ganz gleich ob es sich um oxydische, karbonatische oder silikatische handelt, sind der Hauptsache nach immer dieselben, doch finden sich im einzelnen viele Abweichungen. Es liegen kleine Körnchen von gleichzeitig konzentrisch-strahligem und konzentrisch-schaligem Aufbau in einer richtungslos körnigen Grundmasse bald nur vereinzelt, bald massenhaft eingestreut.



Fig. 64. Oolithe und Linsen von grünem in farblosem Thuringit (nach Zalinski). Vergr. 10 mal.

In den Thuringiten[1]) sind die Oolithkügelchen nur spärlich, meist ist das Erzmineral, das ja mineralogisch der Klasse der Chlorite zuzurechnen ist, in ziemlich groß erscheinenden Kristalltäfelchen auskristallisiert. Wo Oolithe auftreten, sind sie meist eisenreicher und dunkler als die richtungslos körnige Grundmasse (Fig. 64).

1) E. R. Zalinski, Untersuchungen über Thuringit und Chamosit. N. Jb. f. Min. 19. Beil.-Bd., S. 40—84.

Sehr interessant ist das Auftreten von wurmartigen Helminthformen des Thuringits in großen Quarzindividuen (Fig. 65). Die Chamositerze zeigen vollkommenere Oolithstruktur. Die Grundmasse, in der die Oolithkörnchen liegen, besteht meist aus einem Gemenge von Eisenspat mit etwas Magnetit und Quarz, doch kommen auch Grundmassen von kryptokristallinem, wirr schuppigem Chamosit vor.

Fig. 65. Anhäufungen helminthartiger Thuringitkristalle (nach Zalinski). Vergr. 33mal.

Die Form der Körner ist sehr oft, sogar in der Regel, nicht kuglig, sondern ellipsoidisch (Fig. 66). Sie bestehen keineswegs immer nur aus dem Chamositmineral. Bald sind ihnen feine Lagen von Magnetitstaub, bald Limonitringe, bald auch Lagen von Eisenkarbonat zwischengeschaltet. Rein karbonatische Oolithkörner sind nur sehr selten zu finden. Es kommen aber spätige Sideritmassen vor, in denen einzelne Eisenspatindividuen in ihrem Innern einen Limonitring tragen, der uns beweist, daß sie aus Karbonatoolithkörnern mit Eisenoxydrinden durch Umkristallisation hervorgegangen sind. Auch in manchen Chamositgesteinen wird die Oolithstruktur nicht durch strahlige Anordnung der Blättchen, sondern nur durch konzentrische Limonitringe, die in einer ziemlich gleichmäßigen Masse liegen, angedeutet (Fig. 67). Magnetit kommt auch in scharfkantigen Oktaedern vor, die dem Gestein ganz gesetzlos, bald in den Körnern, bald in der Grundmasse eingestreut liegen, bisweilen aber auch ein ringförmig angeordnetes, lockeres Haufwerk bilden (Fig. 68). Ähn-



Fig. 66. Chamosit-Oolithe (nach Zalinski). Vergr. 33mal.

liches gilt von zackigen Eisenspatkristallen, die bisweilen den strahligen Bau der Oolithkörner regellos unterbrechen, oft aber in bestimmten Zonen eines Kornes wesentlich häufiger auftreten als in anderen. Auch in der Grundmasse kommen solche einzelne, verstreute, zackige Eisenspatkörnchen vor. Daß sich am schaligen Aufbau der Oolithe auch Kieselsäure beteiligt, erkennt man meist erst, nachdem man die Körnchen mit Salzsäure aufgelöst hat, am zurückbleibenden Kieselsäureskelett. Die Eisenerze des Mesabidistrikts, die ihrerseits wieder in die Erze der Marquetteformation übergehen, zeigen ebenfalls silikatische oder oxydische Oolithformen, die hier in einer Kieselsäuregrundmasse liegen (vgl. Fig. 36 S. 131).



Fig. 67. Chamosit-Oolithe ohne konzentrische Schalung, aber mit trüber Limonitrinde (nach Zalinski). Vergr. 33 mal.



Fig. 68. Magnetitkristalle, eingestreut in die äußeren Zonen von Chamosit-Oolithen (nach Zalinski). Vergr. 33 mal.

Bei den Minetteerzen[1]) und den amerikanischen Clintonerzen bestehen die Oolithkörnchen aus Roteisenstein oder Brauneisenstein (Fig. 69). Die umgebende Grundmasse ist bei den Clintonerzen rein kalkig, bei den Minetteerzen mergelig mit spärlich eingestreuten klastischen Quarzkörnchen. Stets kann man im Zentrum der Oolithe einen Ansatzpunkt, meist ein Quarzkorn, oft auch ein Bruchstück einer Muschelschale oder etwas Ähnliches nachweisen. Der Umstand,

1) E. F. Burchard, The Clinton or Red Ores of the Birmingham District Ala. U. S. Geol. Surv., Bull. No. 315.

daß die Clintonerze oft aus reinen Eisenoxydoolithen in reiner Kalkmasse bestehen, beweist, daß die früher oft vertretene Ansicht, es handle sich hier um sekundär vererzte Kalkoolithe, nicht zu Recht besteht. Die Körnchen der Minetteerze sind im Innern nicht selten silikatisch, und daß auch die jetzt oxydischen Teile früher silikatisch waren, läßt ein zartes Kieselsäureskelett vermuten, welches nach ihrer Behandlung mit Salzsäure zurückbleibt. Mit den Chamositerzen verbindet die Minetten ferner das gelegentliche Vorkommen von Chamositblättchen in der Grundmasse. Auch etwas Eisenspat und Pyrit kommt darin vor. Endlich kennt man Fälle, in denen in der Minette etwas Magnetit entstanden ist, bald in der Grundmasse, bald in den Oolithen, die dabei ihre Form und Struktur nicht eingebüßt haben.

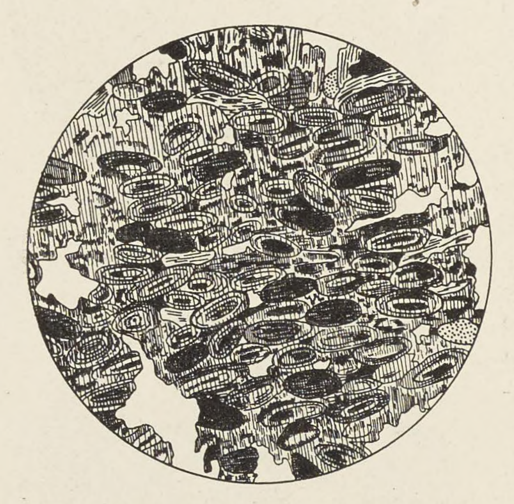


Fig. 69. Minetteerz von Grube Moyeuvre (nach Beyschlag, Krusch und Vogt). Vergr. 50mal.

Die Oolitherze im Weißen Jura der Schweiz sind trotz ihres mesozoischen Alters, wohl infolge dynamometamorpher Beeinflussung, reine Silikatoolithe, allerdings mit viel klastisch körnigem Quarz. Die in der Literatur oft erwähnten, ausgewalzten Hämatitoolithe der Windgälle zeigen ebenfalls reichliche Neubildung von Eisensilikat und Magneteisenerz. Die scharfen Oktaeder des letzteren weisen übrigens keinerlei Druckwirkung auf, sind also erst nach der Dynamometamorphose oder während deren letzten Stadien entstanden.

Auffallend große Zentren der Oolithbildung (Quarze mit Flüssigkeitseinschlüssen und Trümmer von Foraminiferenschalen) findet man nach Wiese[1]) besonders in den ärmeren Erzpartien der Oolithe der Gegend von Minden.

Etwas abweichend in ihrer mikroskopischen Zusammensetzung sind die eozänen Eisenerze von Kressenberg. Ein stark eisen-

1) Th. Wiese, Die nutzbaren Eisenerzlagerstätten usw. bei Minden. Z. pr. Geol. 1903, S 217.

schüssiger Sandstein mit Quarz- und Glaukonitkörnchen geht hier durch Überhandnehmen eines oolithisch entwickelten Brauneisengehaltes in Erz über. Reis[1]) schildert von diesen Erzen, wie bei der Imprägnation von Numulithenschalen das Brauneisenerz nur die winzigen, erst bei starker Vergrößerung sichtbaren Hohlräume und Kanälchen des Gehäuses erfüllt, die Kalkmasse desselben aber völlig unversehrt läßt.

Die von Stelzner[2]) beschriebenen Bohnerze der Villacher Alpe sind oft nicht konzentrisch aufgebaut, sondern die Körnchen bestehen aus klastischen Geröllen, zwischen denen man auch Bruchstücke von Quarz, Rutil, Granat, Turmalin, Epidot und Hornblende findet. Die oolithischen Manganerzlager von Tschiatura sind leider petrographisch-mikroskopisch bis jetzt noch nicht bearbeitet.

Von den nicht oolithischen Eisenerzlagern des Harzes erwähnt Harbort[3]) ähnliche Strukturen, wie sie Reis von Kressenberg schildert. Krinoidenstielglieder liegen völlig unversehrt im Erz, ohne Spuren metasomatischer Verdrängung. Ihr Mittelkanal jedoch und selbst die feinsten inneren Strukturhohlräume des Kalkkörpers sind von Roteisenerz erfüllt. Stets tritt im Erz etwas Chlorit in winzigen Schüppchen auf; Kalkspat ist zuweilen in zarten Rosetten um kleine Eisenglanztäfelchen angeordnet.

2. DIE KONGLOMERATE DES WITWATERSRANDES

Die mikroskopische Untersuchung der goldführenden Konglomerate vom Witwatersrand wurde am eingehendsten von Hatch und Corstorphine[4]), sowie von Young[5]) durchgeführt. Die Gerölle bestehen fast ausnahmslos aus Quarz, Quarzit und Kieselschiefer, nur einmal wurde ein Geröll von Turmalinfels gefunden, mit braunem Turmalin, der einzelne bläuliche Streifen enthielt. Die Grundmasse besteht aus feinsandigem primärem Quarz, der durch feinkristallinen sekundären verkittet ist. Gerölle wie Grund-

1) O. M. Reis, Zur Geologie der Eisenoolithe führenden Eozänschichten am Kressenberge in Bayern. Geogn. Jahresh. München 1897.

2) A. W. Stelzner, Über die Bohnerze der Villacher Alpe. Verh. K. K. Geol. Reichsanst. 1887, S. 217.

3) E. Harbort, Entstehung gewisser devonischer Roteisenerzlagerstätten. N. Jb. f. Min. 1903, I.

4) F. H. Hatch and Geo. S. Corstorphine, Petrography of the Witwatersrand Conglomerates. Trans. Geol. Soc. S. Africa. Vol. VII. 1904.

5) R. B. Young, Notes on the Auriferous Conglomerates of the Witwatersrand. Trans. Geol. Soc. S. Africa. Vol. X. 1907.

masse weisen allenthalben die deutlichsten Spuren starker Druckwirkungen auf, durch Zerberstungen, undulöse Auslöschungen usw. Der sekundäre Quarz enthält zwischen seinen Körnchen viel kleine Flitter und Blättchen von Serizit und Chlorit sowie größere dicktaflige Kristalle von Chloritoid. Dieser Chloritoid wird z. T. vom Quarz metasomatisch verdrängt, so daß man oft nur noch einzelne unregelmäßige, aber kristallographisch einheitliche Chloritoidfetzen in einem schwach chlorithaltigen Quarzmosaik gewahrt. Der größte Teil des Pyrits bildet, in der Grundmasse unregelmäßig verteilt und gern an der Peripherie der Gerölle angehäuft, kleine Körnchen von unbestimmter, rundlicher Gestalt, öfters auch von würfliger oder pentagondodekaedrischer Form. Daneben gibt es eine zweite Art des Auftretens von Pyrit, nämlich in kleinen Konkretionen, welche ganz offensichtlich den Quarz metasomatisch verdrängt haben, dabei aber den Chloritoid ganz unversehrt ließen (Fig. 70). Eigentümlicherweise sind gerade die chloritoidreichsten Stellen des Gesteins auch besonders pyritreich, und es bilden sich dann Partien, in denen massenhafte Chloritoidleistchen kreuz und quer in einer Erzgrundmasse liegen, und ein an die Ophitstruktur der Basalte erinnerndes Bild erzeugen (Fig. 71). Die Form der Pyritkonkre-



Fig. 70. Pyritkonkretion von Witwatersrand ist nur auf Kosten des Quarzes, fast gar nicht auf die des Chloritoides gewachsen (nach Young). Vergr. 32 mal.



Fig. 71. Anhäufung von Chloritoidkristallen, zwischen denen die Quarzgrundmasse völlig durch Pyrit ersetzt ist. Witwatersrand (nach Young). Vergr. 78 mal.

tionen ist oft nicht kugelförmig, sondern linsenförmig oder ellipsoidisch. An ihrer Außenfläche sind sie häufig von feinen Bärten faserigen Quarzes, besonders an den spitzen Enden der Ellipsoide, überzogen (Fig. 72 u. 73). Faserquarz erfüllt auch kleine Klüftchen, welche die Konkretionen durchziehen. In ihren äußeren Teilen haben die Pyrite oft den Quarz nicht völlig zu verdrängen vermocht, und umschließen daher hier viele halb resorbierte Reste dieses Minerals. Die größten Pyritkonkretionen haben eine deutlich konzentrisch strahlige Struktur (Buckshot-Pyrits). Akzessorisch kommt in der Grundmasse noch Rutil, Zirkon, Korund, Turmalin und kohlige Staubmasse vor. Die letztere bedingt dort, wo sie reichlich vorhanden ist, gern eine besondere Anreicherung an Freigold.



Fig. 72. Pyritkonkretion von Witwatersrand mit feinem Bart von neugebildetem Faserquarz (nach Young). Vergr. 31 mal.



Fig. 73. Zwei parallele Pyritkonkretionen von Witwatersrand, nach der Schieferungsrichtung gestreckt und durch Bärte von Faserquarz verlängert (nach Young). Vergr. 17 mal.

Das Gold ist in der Grundmasse stets in kristalliner Form, niemals in mechanisch transportierten Geröllchen oder Flitterchen zugegen. In die Gerölle dringt es nur sekundär auf Klüften ein. An der Oberfläche der Pyritkonkretionen ist es bisweilen als feine Haut niedergeschlagen. Auch auf die kleineren Pyritkörnchen ist es oft aufzementiert oder verkittet deren mehrere zu einheitlichen Massen. Bisweilen finden sich in der



Fig. 74. Quarz (weiß) metasomatisch verdrängt durch feinschuppigen Chlorit. Witwatersrand (nach Young). Vergr. 33mal.

Grundmasse auch zackige Goldaggregate, die sich wie die Wurzeln eines Baumes nach allen Seiten in das umgebende Gestein hineinziehen.

Als seltenere Erze, die sich nur gelegentlich finden, sind Magnetkies, Kupferkies, Zinkblende, Bleiglanz und Antimonglanz zu erwähnen.

Von der Meyer und Charlton-Grube schildert Young einen Fall, in dem der Quarz der Grundmasse in der Nähe von Klüften durch Kalkspat metasomatisch verdrängt wird. Ferner erwähnt er auch eine Verdrängung von Quarz durch Chlorit (Fig. 74).

3. DIE KUPFER-, BLEI- UND ZINKLAGERSTÄTTEN IN SEDIMENTEN

Der Kupferschiefer des Mansfelder Beckens erscheint u. d. M. als ein höchst feinlagiges, flaserartig aus einzelnen kleinen Linsen sich aufbauendes Gestein. Reichlich sind ihm kleine Quarze als klastisches Material eingestreut, kleine Muskovitblättchen sind wohl als Neubildungen aufzufassen, da sie oft quer zur Schichtung gelagert sind. Die Lagenstruktur wird bezeichnet durch die Abwechselung von helleren mergeligen Lagen mit solchen, die durch höheren Bitumengehalt und solchen, die durch eine Einmischung feinsten Erzstaubes dunkler gefärbt sind. Ob dieses feinste Erz aus Kupferkies oder aus Buntkupferkies besteht, kann man infolge der großen Feinheit der Erzstäubchen im Dünnschliff meist nicht entscheiden, man erkennt es aber an der etwas verschiedenen Farbe des Schieferhandstückes bei makroskopischer Betrachtung.

Über die Mikrostruktur der verschiedenen Vorkommen von Kupfer und Kupfererzen in Sandsteinen sind wir nur durch Becks[1]) Untersuchungen an den Erzen von Naukat unterrichtet. Das gediegene Kupfer hat hier das Bindemittel des Sandsteins metaso-

1) Beck, Lehre von den Erzlagerstätten. 3. Aufl. Bd. II, S. 172.

matisch verdrängt und auch die Sandkörner angefressen, es umschließt kleine metallisch schwarze Körnchen, wahrscheinlich von Magnetit, den es nicht zu verdrängen vermochte (Fig. 75).

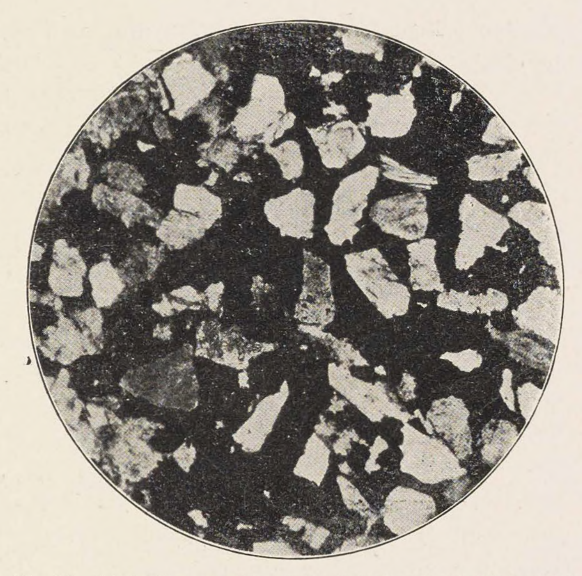


Fig. 75. Konkretion von Na-ukat. Ged. Kupfer als Bindemittel der Sandsteinkörner (nach Delkeskamp). Vergr. 75mal.

Das Erzlager des Rammelsberges wurde besonders von Wiechelt[1]) eingehend mikroskopisch untersucht: die lagenförmige Anordnung von Bleiglanz, Zinkblende, Kupferkies und Schwerspat geht bis ins Mikroskopische. Der Schwefelkies aber hat die Form kleiner Kügelchen (Fig. 76) und in der Erzmasse freischwebender Einzelkristalle. Solche porphyroblastische Pyrite findet man auch in den kleinen Schieferbröckchen (Fig. 77), die dem Erz oft parallel seiner Lagenstruktur eingelagert sind. Der Bleiglanz bildet insofern manchmal eine Ausnahme von der Lagenstruktur, als er sich nach Art zementierter Erze um die Kieskriställchen konzentriert (Fig. 78). Pyritkügelchen treten bisweilen auch in den begleitenden Wissenbacher Schiefern auf, und führen hier oft eine feine Kalzitrinde, die Wiechelt als Umwandlung der Schale eines Tieres (Foraminifere oder ähnliches) anspricht, dessen orga-



Fig. 76. Meliererz vom Rammelsberger Erzlager. Grob gegittert = Kupferkies, sonst wie in Fig. 77 (nach Wiechelt). Vergr. 10mal.

1) W. Wiechelt, Die Beziehungen des Rammelsberger Erzlagers zu seinem Nebengestein. B.- u. Hüttenm. Zeitschr. 1904, S. 285.

nischer Körper durch Reduktion die Ausfällung des Schwefeleisens bewirkte. Er fand auch Tabulaten- und Orthocerenschalen, deren Inneres durch Schwefelkies ausgefüllt, deren Kalkschale aber noch wohl erhalten war.



Fig. 77. Gefaltetes Schieferbröckchen mit konkretionären Pyritknollen im Rammelsberger Erzlager, weiß = Baryt, schraffiert = Zinkblende, karriert = Schwefelkies, punktiert = Bleiglanz, (nach Wiechelt). Vergr. 10mal.

Im eigentlichen Erzlager ist dann, nachdem der Körper des Tieres durch Schwefelkies ersetzt wurde, noch die kalkige Schale durch Schwerspat verdrängt worden. Es konnte dieser Vorgang an einer im Erz liegenden Goniatitenschale ganz deutlich festgestellt werden.

Ähnlich wie der Kies tritt als Seltenheit auch die Zinkblende in kleinen konkretionären Massen im Schiefer auf. Es sind hirsekorngroße, augenartige Gebilde, die im Zentrum aus einem unregelmäßig rundlichen Zinkblendekorn mit zackigem Rande bestehen, und an beiden Enden durch einen feinen Bart von Stengelquarz zur Linsenform ergänzt werden.

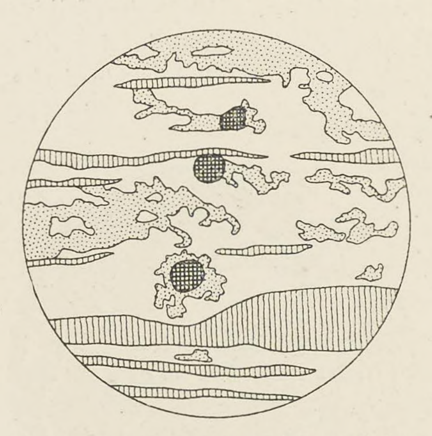


Fig. 78. Banderz vom Rammelsberger Erzlager. Bleiglanz (punktiert) teilweise aufzementiert auf Schwefelkies. Weiß = Schwerspat, schraffiert = Schiefer (nach Wiechelt). Vergr. 10mal.

In kleinen Kügelchen, hier allerdings wohl oolithischer Entstehung, tritt gelegentlich auch der Pyrit des Kieslagers von Meggen an der Lenne auf. Die Kügelchen liegen im Schwerspat eingebettet. Oft sind sie hohl, im Querschnitt also ringförmig. Ihre Füllung besteht aus demselben Schwerspat wie die Umgebung. Dieser ist feinkristallin und enthält zarte Flocken von Bitumen, die aber nicht in, sondern zwischen den einzelnen Kristallkörnchen liegen. Bei der Kristallisation wurde also das Bitumen nicht umschlossen, sondern zurückgeschoben (vgl. „Pinolithstruktur“ des Eisenspats).

4. DIE SEIFENLAGERSTÄTTEN

Die Untersuchung der Seifenlagerstätten bietet wesentlich andere Probleme, da hier eine Struktur natürlich nur ganz ausnahmsweise bei tonigen Gesteinen feststellbar ist. Zumeist liegen ja lockere Sande vor, von denen sich Dünnschliffe nicht anfertigen lassen. Die Untersuchung des losen Materials macht insofern einige Schwierigkeiten, als die abgerollten Körnchen meist keinerlei bezeichnende Umrißformen zeigen, auch ist ihre Oberfläche in der Regel matt, so daß die Körnchen der durchsichtigen Mineralien im durchfallenden Lichte etwas trüb erscheinen. Die Lichtbrechung bzw. das Relief ist natürlich, wenn man das Material nicht vorher in Kanadabalsam einbettet, anders als man das in Dünnschliffen zu sehen gewöhnt ist, und auch die Polarisationsfarben sind stets wesentlich höher, weil der Durchmesser der Körner in der Regel viel größer ist als die übliche Schliffdicke. Dafür hat man hier die Möglichkeit einer eingehenden Trennung des Materials nach Magnetismus und spezifischem Gewicht. Die erstere erfolgt mit einem Stahlmagneten oder mit dem Elektromagneten. Man breitet das Material auf einem Bogen Papier aus und streicht mit dem Magnet darüber, wobei man öfters das an den Magnetpolen hängen bleibende Pulver in ein bereit stehendes Schälchen abstreift. Auf diese Weise gelingt es leicht, Magneteisenerz und etwa vorhandenen Magnetkies zu isolieren. Läßt man das Pulver zwischen den Polen eines Elektromagneten hindurchrinnen, so kann man auch Eisenglanz, Titaneisenerz, Chromeisenerz, Roteisenerz und selbst die stark eisenhaltigen Silikate und Spinelle isolieren.

Die Trennung nach dem spezifischen Gewicht führt man mit dem Sichertrog oder besser und genauer mit schweren Lösungen durch; man vergesse dabei nicht, das Material vorher mit verdünnter Salzsäure auszukochen, da Mineralien, welche von dieser zersetzt werden, in der Regel auch die schweren Lösungen anzugreifen vermögen. Untersucht man das derart separierte Material u. d. M., so hat man durch die Kenntnis des Grades des Magnetismus und des spezifischen Gewichtes meist genügend Anhaltspunkte, um die einzelnen vorkommenden Mineralien bestimmen zu können. Besonders geeignet für die Untersuchung der Seifen ist auch die im Eingangskapitel beschriebene Einbettungsmethode Schroeder van der Kolks.

ANHANG

DIE PRAKTISCHE BEDEUTUNG MIKROSKOPISCHER STRUKTURUNTERSUCHUNGEN

Die Untersuchung der Erze u. d. M. hat nicht nur einen mittelbaren technischen Wert dadurch, daß sie die Genesis einer Lagerstätte aufklärt und Rückschlüsse auf das Verhalten des Erzes in der Tiefe gestattet, sie kann auch unmittelbaren Nutzen stiften, indem sie über wichtige Fragen der Aufbereitung und Verhüttung Auskunft gibt und oft kostspielige Versuche im großen erspart.

Wenn man z. B. sieht, wie in gewissen Kontaktlagerstätten die Zinkblende mit den spezifisch schweren Eisenmagnesia- oder Mangansilikaten aufs innigste verwachsen ist (man vergleiche z. B. die Fig. 29 S. 119 oder Fig. 32 S. 126), so kann man sich auch ohne Aufbereitungsversuche klarmachen, welche Schwierigkeiten der Erzseparation entgegenstehen.

Wieviel leichter werden sich grob begrenzte Erzgemische von sehr schweren und sehr leichten Mineralien, z. B. der Greisen von Bangka (Fig. 80 S. 173) oder der Eisenglimmerschiefer von Dunderlandsdalen (Fig. 34 S. 128) aufbereiten lassen.

Die feine Verteilung des Pyrits und der oft nur dünne Belag von Freigold auf diesem Mineral im Randkonglomerat zeigt uns, welche sorgfältige Zerkleinerung und Laugung mit hochwirksamen Cyankalilaugen diese Erze benötigen, und wie unmöglich eine Gewinnung des Goldgehaltes durch Amalgamierung dieser Erze ist.

Sulfide, die, wie der Silberglanz von Freiberg (Fig. 57 S. 149), in den Quarzkörnern eingeschlossen sind, setzen der Abröstung große Schwierigkeiten entgegen. Kupfererze, deren Kupfergehalt auf einer spärlichen Beimengung reicher Sulfide beruht, werden durch chlorierendes Rösten und nachfolgendes Auslaugen viel leichter und vollkommener ausgenützt werden können, als etwa Schwefelkiese, die einen geringen Kupfergehalt fein verteilt in ihrer ganzen Masse führen.

Ist das Erz in kleinen Partikelchen in einer zu verschlackenden Gangart enthalten, so werden die Schmelzverluste natürlich sehr viel größer sein, als wenn es in größeren Individuen in den Zwischenräumen zwischen diesen Gangartkörnern liegt. Andererseits wird eine innige Mischung von Ca-Mg-Karbonat mit Quarz

mit viel weniger Kohlenaufwand zu Ca-Mg-Silikat schmelzen und in die Schlacken gehen als eine grobkörnige Gangart bei sonst gleicher chemischer Zusammensetzung.

Alles in allem kann man sagen, daß eine genaue Bestimmung der mineralogischen Natur und der Verwachsungsart der Komponenten eines Erzes in vielen Fällen wichtige Aufschlüsse darüber geben kann, wie sich das Erz bei der Aufbereitung und Verhüttung verhalten wird.

IV. PETROGRAPHIE DER THERMALMETAMORPHEN UND PNEUMATOLYTISCH VERÄNDERTEN NEBENGESTEINE

Wenn wir im folgenden von Thermalmetamorphose des Nebengesteins sprechen, so wollen wir diesen Begriff im weiteren Sinne fassen, und nicht nur die Wirkungen aufsteigender wässeriger Lösungen auf das Nebengestein damit bezeichnen, sondern auch die pneumatolytischen Einflüsse, welche von überhitzten, meist wohl im überkritischen Zustand befindlichen Gasen und Dämpfen ausgeübt werden.

Nicht in das Gebiet der Thermalmetamorphose rechnen wir dagegen einerseits die normalen Kontaktwirkungen der Eruptivgesteine, auch wenn diese Gesteine Erze als magmatische Ausscheidungen enthalten, und den großen, aber noch fast unerforschten Komplex von Erscheinungen, welche die in der Oxydationszone einer Lagerstätte gebildeten absteigenden Lösungen im Nebengestein hervorrufen (Oxydationsmetamorphose des Nebengesteins). Endlich sind von der Thermalmetamorphose die mechanischen Wirkungen abzutrennen, die beim Aufreißen der Spalten oder bei der Volumenzunahme oder Volumenabnahme des Nebengesteins ausgeübt werden.

Man kann die Thermalmetamorphose in verschiedene Abteilungen trennen, die aber meist nicht scharf gegeneinander abgegrenzt sind. In enger Beziehung zueinander stehen z. B. die pneumatolytischen Metamorphosen, die sich chemisch meist durch Zufuhr der Elemente Chlor, Fluor oder Bor ins Nebengestein kennzeichnen und die besonders an Zinn- und Kupfererzlagerstätten geknüpft sind. Es gehören hierher die Turmalinisierung, Topasierung, Fluoritisierung und der ganze Komplex, der als Greisenbildung bezeichneten Prozesse, ferner die Axinitisierung und als eine besondere Wirkung gewisser Apatitgänge die Skapolithisierung.

Einen weiteren Komplex bildet die mit reichlicher Neubildung von Sulfiden verbundene Propylitisierung. Oft mit ihr verbunden ist eine Sulfatbildung, die Alunitisierung. Nicht zur Thermalmetamorphose gehört Uralitisierung und Saussuritisierung, sie steht aber gewissen, bei der Propylitisierung auftretenden Prozessen sehr nahe. Die Saussuritisierung leitet uns hinüber zu den Hydrosilikatbildungen, zur Serizitisierung, Paragonitisierung und Kaolinisierung. Zugleich mit dieser Gruppe von Prozessen finden wir oft eine Karbonatisierung des Nebengesteins. Ungeheuer häufig tritt in der Nähe der Erzlagerstätten Verkieselung ein. In Kalksteinen erzeugt die Kieselsäurezufuhr wohl auch eine Kalksilikatbildung. Ferner werden Dolomitisierung und Magnesitbildung häufig durch Thermalmetamorphose der Kalksteine bewirkt, gelegentlich wird auch eine Barytisierung von Kalksteinen hervorgerufen.

1. TOPASIERUNG, TURMALINISIERUNG, GREISENBILDUNG UND FLUORITISIERUNG

Die hierher gehörigen Prozesse werden meist von den kieselsäurereichen Endlaugen verursacht, die bei der Auskristallisation granitischer Magmen übrig bleiben. Diese Minerallösungen wandern teils hinaus in das Nebengestein, teils wandeln sie den eben erst gebildeten Granit selbst um. Hierbei werden besonders der Feldspat und der Glimmer beeinflußt. Der erstere setzt sich je nach dem chemischen Bestand der Endlauge in ein Aggregat von Quarz und Topas oder von Quarz und Lithionglimmer, oder auch von allen drei Mineralien um. Die Mikrostruktur der durch Topasierung umgewandelten Feldspate ist meist eine echte Pflasterstruktur, oft aber wachsen auch die Topaskristalle von den Seitenflächen konzentrisch in das Innere des Kristalles hinein (Fig. 79). Das Zentrum dieser kleinen Topasdrusen, die man meist nur an ihren



Fig. 79. Pseudomorphose von Topas nach Feldspat. Topas dringt konzentrisch in den Feldspat vor (nach v. Fircks).

polygonalen Umrissen als Feldspatpseudomorphosen erkennt, wird aus Quarz oder Lithionit oder einem Gemenge beider gebildet. In manchen Fällen geht die Verdrängung des Feldspats durch Topas, Quarz und Lithionit auch von kleinen Spältchen aus, die das Mineral netzförmig durchziehen und die im Anfang der Umwandlung in ihren Zwischenräumen noch unzersetzte Feldspatreste umschließen. Stellenweise läßt sich nachweisen, daß sich zuerst der Lithionit bildete und dann nachträglich durch Topas verdrängt wurde[1]), doch gibt es auch umgekehrt eine sekundäre Umsetzung des Topases in Glimmermineralien. Meist allerdings bildet sich aus dem Topas bei der Zersetzung schuppiger Nakrit oder kryptokristalliner Kaolin. Die Umwandlung des Feldspats in Topas entspricht nämlich, worauf Lindgren[2]) hinweist, chemisch genau der Kaolinisierung, ist jedoch mit einer Zufuhr von Fluor verbunden.

Zuweilen findet sich der Topas in den Feldspatpseudomorphosen als wirres Gemenge kleiner Nädelchen oder er bildet kleine von innen nach außen wachsende, konzentrisch strahlige, konkretionäre Massen in ihm. Solche Feldspäte erscheinen dann makroskopisch kaolinisiert, und erst das Mikroskop lehrt, daß es sich um eine Topasierung handelt.

Den Topas findet man oft auch in großen, aber lückenhaft und skeletthaft entwickelten Individuen, die aus einer Anhäufung gleichorientierter Körnchen bestehen, also in derselben Ausbildung, in der Andalusit oder Staurolith in Kontaktgesteinen aufzutreten lieben (vgl. Fig. 14 S. 78).

In den Greisengesteinen zeichnen sich die Topase durch massenhafte Flüssigkeitseinschlüsse, oft in Gestalt negativer Kristalle aus. Die Flüssigkeit ist bald flüssige Kohlensäure, bald eine wässerige Lösung, in der einzelne, meist würfelförmige Kriställchen (NaCl, NaF) umherschwimmen. Eine eigenartige Erscheinung ist die von Schröder geschilderte Einlagerung kleiner Topasmikrolithen in regelloser Stellung, in größeren Topasen, die uns also eine Zweiteilung des Topasierungsvorganges anzeigt. Derselbe Verfasser beschreibt eine gesetzmäßige Verwachsung von Quarz mit Topas in den Feldspatpseudomorphosen. Die Quarze, in stengelförmigen Kristallen, ordnen sich zu einem Gitterwerk von zwei

---

1) Schröder, Erläuterungen zur Sektion Falkenstein, Geol. Spez.-Karte Kgr. Sachsen.

2) W. Lindgren, Metasomatic Processes in Fissure veins.

Systemen paralleler Prismen, während die Lücken von Topas erfüllt sind. Nicht selten trifft man in topasierten Gesteinen auch grobkörnige Schmitzen, in deren Mitte ein Hohlraum mit freiendigenden terminierten Topaskristallen auftritt.

Bei normal topasierten Gesteinen pflegt der Topas etwa ein Drittel der ganzen Gesteinsmasse auszumachen, selten, wie z. B. bei Hubertusstock in Sachsen, besteht die ganze Masse des topasierten Gesteins aus Topas. Oft finden sich Pyrit, Arsenkies, Zinnstein, Eisenglanz, Lithionit und Turmalin als Begleiter. Bemerkenswert ist, daß in porphyrischen Gesteinen die Quarzdihexaeder meist ganz unverändert bleiben und als scharf begrenzte Einsprenglinge in der vollkommen topasierten Umgebung liegen. In die formlosen Quarze der umgewandelten Granitgesteine pflegen die Topaskristalle ein Stück weit mit ihren Enden hineinzuspießen. Pseudomorphosen nach Quarz bildet der Topas nur ganz selten. Auch kennt man Fälle, z. B. an den Granitporphyren von Altenberg in Sachsen[1]), in denen nur die Grundmasse topasiert ist, und sowohl die Quarze als die porphyrischen Feldspäte unverändert sind.

Die Erscheinungen der Turmalinisierung sind im allgemeinen der Topasierung vollkommen analog. Wo Topasierung und Turmalinisierung nebeneinander auftreten, ist meist, wie am Schneckenstein, die letztere älter, und es kann sogar zu einer weitgehenden Verdrängung des eben erst gebildeten Turmalins durch Topas kommen. Der Turmalin vermag wie der Topas fast alle Gesteinsgemengteile zu verdrängen, nur die hoch basischen, eisenreichen Mineralien bleiben von ihm verschont. Auch darin unterscheidet sich die Turmalinisierung von der Topasierung, daß mit ihr oft eine geringe Karbonatbildung verbunden ist. Der Turmalin ist in diesem Falle meist besonders eisenreich und von tiefbrauner oder dunkelbläulichgrauer Farbe. Die in Eisenspat eingebetteten Turmalinsäulchen, z. B. vom Mt. Bischoff[2]), sind meist schön und vollkommen kristallisiert. Oft kommen hellblaue, infolge Hemimorphismus nur einseitig terminierte Turmalinsäulchen vor, in deren Mittellinie kleine, gleichgestaltete, aber im umgekehrten Sinne hemimorphe Kriställchen von dunkelblauer Farbe eingelagert sind. Es finden sich auch skeletthafte, an Mikropegmatit erinnernde Ver-

---

1) Gaebert, Erl. z. Sekt. Altenberg, Geol. Spez.-Karte Kgr. Sachsen, 2. Aufl.

2) v. Fircks, Die Zinnerzlagerstätte des Mt. Bischoff in Tasmanien. Z. d. Geol. Ges. 1899 S. 131.

wachsungen von Turmalin und Eisenspat, die auf eine gleichzeitige Bildung beider Mineralien schließen lassen.

Eine sehr gewöhnliche Erscheinung in allen Turmalinfelsen ist die Ausbildung konzentrisch strahliger Turmalinsonnen. Diese stellen zwar meist keine eigentlichen Pseudomorphosen nach Feldspat dar, aber man kann dennoch eine gesetzmäßige Abnahme des Feldspatgehaltes mit Zunahme der Turmalinsonnen feststellen. Obwohl auch bei turmalinisierten Porphyrgesteinen die Quarzdihexaeder nicht selten noch unversehrt in der Grundmasse enthalten sind, greift doch im allgemeinen die Turmalinisierung den Quarz viel stärker an als die Topasierung. Die Turmalinsäulchen spießen nicht nur ein Stück in die Quarze hinein, sondern durchziehen sie oft kreuz und quer als feinfilzige Masse, und bei stark umgewandelten Gesteinen pflegen auch die porphyrischen Quarzdihexaeder zu verschwinden. Die Feldspate sind in Turmalinfelsen meist ganz ersetzt, jedoch nicht nur durch Turmalin, sondern durch ein Gemenge dieses Minerals mit den jeweils beibrechenden Erzen (Zinnerz, Wolframit, Kupferkies, Arsenkies, Magnetkies, Pyrit sowie mit Flußspat, Uranglimmer usf. Bei der Turmalinisierung wird von allen Mineralien zuerst der Kaliglimmer angegriffen und bei turmalinisierten Schiefern werden daher vor allem die Flasern gleich zu Anfang durch den Turmalin verdrängt. Dies zeigt sowohl der turmalinisierte Andalusitglimmerfels vom Auersberg bei Eibenstock[1], als auch der Turmalinschiefer des Schneckensteins, der nachträglich zu einer Breccie zerstückt und unter gleichzeitiger Topasierung durch ein Quarz-Topasgemenge wieder verkittet wurde. Auch am Mt. Bischoff dringt der Turmalin zunächst auf der Schieferungsfläche in das Gestein ein und bildet dort einen feinen, oft konzentrisch strahligen Belag. Erst von dort aus breitet er sich dann weiter aus und verdrängt alle anderen Gemengteile, bis nur noch ein unregelmäßiges Aggregat von Turmalin und etwas Quarz übrig ist. Kleine Klüftchen, die das Gestein durchziehen, sind indessen oft von vorwaltendem Quarz mit wenig Turmalin erfüllt. Das widerstandsfähigste Mineral, welches auch in vollkommen turmalinisierten Gesteinen noch ganz frisch erhalten bleibt, ist der Zirkon.

Der Turmalin selbst zerfällt bei beginnender Verwitterung meist in ein Aggregat von Muskovitblättchen, kehrt also unter

1) Schröder, Erläut. zu Sektion Eibenstock, Geol. Spez.-Karte Kgr Sachsen.

Umständen in denselben Zustand zurück, aus dem er hervorgegangen war. Topasierung und Turmalinisierung sind beide nur besondere Fälle jenes komplizierten Vorganges, den man als Greisenbildung im allgemeinen bezeichnet und bei dem außer Topas und Turmalin auch Zinnstein (Fig. 80), Flußspat, Lithionit, Apatit und meist auch neugebildeter Quarz in das Nebengestein einwandern. Es sind dies alles Mineralien, die sich auch sekretionär auf den begleitenden Spalten finden, eine Tatsache, auf die besonders Lindgren hinweist, und durch welche in der Tat ein wesentlicher Unterschied gegen die hydrosilikatischen Formen der Thermalmetamorphose gegeben ist. Auffallend ist die Erscheinung, daß das Gestein durch die Greisenbildung meist grobkörniger wird, während es bei der Propylitisierung und vor allem bei der Serizitisierung meist zu kryptokristallinen Aggregaten zerfällt. Die bei pneumatolytischen Prozessen reichlich auftretenden „agents minéralisateurs“ bedingen eben eine stärkere Kristallisationskraft der neugebildeten Mineralien.



Fig. 80. Greisen von Bangka
q Quarz, g Glimmer, t Topas, z Zinnstein (nach Beck).
Vergr. 50 mal.

Das Zinnerz findet sich in den Greisengesteinen meist überall fein eingesprengt. Bisweilen stellt es mit Quarz zusammen die einzige Neubildung dar, so daß wir z. B. in Cornwall reine oder nur wenig mit Quarz gemengte Pseudomorphosen von Zinnerz nach Feldspat finden.

Der Lithionglimmer, eines der bezeichnendsten Mineralien der Greisengesteine ist meist farblos, oft aber auch durch Eisengehalt braun gefärbt („Rabenglimmer“). Er erscheint aber u. d. M. nur selten sehr intensiv gefärbt, meist nur blaßbraun oder hellgraugrün. Oft sind ihm Eisenglimmerschüppchen zwischengelagert.

Apatit, sonst nur die letzte und einzige Restbildung des vormetamorphen Gesteinszustandes, findet sich in manchen Greisen als sehr charakteristische Neubildung. Der Quarz ist in den Greisen-

gesteinen stets enorm reich an Flüssigkeitseinschlüssen, die oft höchst merkwürdige, schlauchförmige Gestalt haben, und zu langen Reihen angeordnet sind, die geradlinig durch zwei, drei oder mehr Quarzindividuen hindurchlaufen. Dasselbe gilt von langen, oft federbartartig sich verzweigenden Rissen. Im Innern der Quarze gewahrt man bisweilen kleine Feldspateinschlüsse, die wohl von dem umgebenden Quarz vor der Einwirkung der umwandelnden Gase und Lösungen geschützt wurden.

In vielen Greisen tritt Flußspat, meist von violetter Farbe auf. Besonders häufig ist er z. B. in den Greisengesteinen von Zinnwald im Erzgebirge. Er verheilt nicht selten Risse im Topas, ist also jünger als dieser.

Fig. 81. Verdrängung eines Orthoklaskristalles (*o*) durch Quarz (*q*), Flußspat (*f*) und ein wenig Serizit (*s*) und Pyrit (*p*). Cripple Creek (nach Lindgren). Vergr. 60 mal.

Als Extrem der Greisenbildung kann reine Fluoritisierung des Nebengesteins eintreten. Meist jedoch ist dieser Prozeß nicht an die eigentlichen pneumatolytischen, sondern an die „heiß-thermalen“, hydatogen-pneumatolytischen Erzbildungen gebunden. So finden wir z. B. eine starke Fluoritisierung mit Verdrängung des Feldspalts durch ein Gemenge von Quarz und Flußspat an den Gängen von Cripple Creek in Colorado (Fig. 81). Der vielgenannte „Purple-Quarz“ dieser Lagerstätte ist das Produkt einer Vereinigung von Fluoritisierung und Verkieselung. Nach Lindgren ist diesem Prozeß eine Serizitisierung und Kaolinisierung vorausgegangen und mit der Bildung des Purple-Quarzes hat sich sogar wieder etwas Orthoklas neugebildet. Auch von Mt. Bischoff schildert W. v. Fircks die Neubildung von rosenroten Flußspatoktaedern in einem vorher serizitisierten Nebengestein.

Besonders häufig fallen die Kalksteine einer mit Quarzbildung verbundenen Fluoritisierung anheim (Fig. 82). Derartige Prozesse beschreibt R. Beck[1]) von Berggießhübel. Hier treten zusammen mit dem Flußspat zarte Stengel von rhombischem Amphibol auf, die aber vielleicht schon einer älteren, rein kontaktmetamorphen Phase der Gesteinsumwandlung angehören. Ferner schildert Lindgren ganz analoge Fälle von den Judith-Mountains.

Dittmann[2]) sucht die Prozesse der Greisenbildung in drei verschiedene Typen einzuteilen:

Den sächsischen Typus (Quarz-Topas), den Cornwall-Typus (Quarz-Turmalin) und den noch nicht ganz klargestellten Transvaal-Typus (Quarz-Muskovit). Lithionit und Flußspat treten gelegentlich in allen drei Typen auf, auch sind die einzelnen Klassen nicht scharf voneinander abgegrenzt.

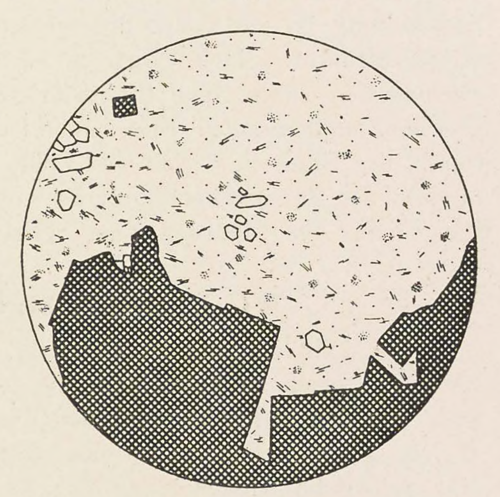


Fig. 82. Flußspat verdrängt Kalkstein unter Innehaltung seiner Kristallform. Im Kalkstein kleine Quarzkristalle (nach Lindgren). Vergr. 7 mal.

Die chemischen Prozesse, die mit der Greisenbildung verbunden sind, sind sehr verschieden. Im allgemeinen bleibt der Aluminiumgehalt konstant. K und Na nehmen meist ab, der Eisengehalt wird bald erhöht, bald erniedrigt, Mg und Ca, die schon meist im Ursprungsgestein gering vertreten waren, verschwinden fast völlig.

Mit Ausnahme der rein fluoritischen Greisenbildung sind alle hierher gehörigen Prozesse an Lagerstätten von Zinnerz und Wolframit oder Kupferkies gebunden. Nur die von Harworth beschriebenen Silberbleierzgänge von Ironton haben ebenfalls einen typischen Greisen erzeugt. Die Gänge dieses Gebietes nähern sich aber auch durch die Führung geringer Mengen von Topas, Wolframit und Lithionglimmer in hohem Maße denjenigen der Zinnerzformation.

---

1) Beck, Erl. z. Sekt. Berggießhübel, Geol. Spez.-Karte Kgr. Sachsen.

2) Dittmann, Über die durch Zinnerzpneumatolyse aus Graniten entstandenen Umwandlungsgesteine. Diss. Heidelberg 1909.

2. BIOTITISIERUNG

Die Biotitisierung, welche Lindgren[1]) von den Erzdistrikten bei Roßland in Britisch Columbia beschreibt, ist in vieler Beziehung mit der Turmalinisierung sehr nahe verwandt. Es gehen aber hier zuerst die basischen Silikate, besonders die Hornblenden, in Biotit über. Die Feldspate werden, ähnlich wie bei der Turmalinisierung besonders durch die sulfidischen Erze (in Roßland handelt es sich um Kupferkies und Magnetkies) verdrängt, diese dringen erst auf Spältchen in das Mineral und ersetzen es zuletzt vollkommen. Die kompakteren Erzausscheidungen umgeben sich mit einer Aureole von Quarz und Biotit (oder Chlorit). Das Endprodukt der Gesteinsumwandlung ist ein Quarz-Biotitgemenge von auffallend hornfelsartiger Struktur. Nach Vogt hat auch an den Kupfergängen von Thelemarken zuerst eine Biotitisierung, die Bildung eines Biotitgreisens, stattgefunden. Erst später ist der Feldspat in Serizit und Quarz, der Biotit in Serizit und Epidot zerfallen, so daß das Endprodukt der Thermalmetamorphose trotz des Turmalingehaltes der Gänge ganz den Eindruck einer Serizitisierung macht.

3. AXINITISIERUNG

Die Axinitisierung ist ebenfalls ohne Zweifel als pneumatolytischer Prozeß zu betrachten, sie ist aber in der Mehrzahl der Fälle von den bisher besprochenen Vorgängen insofern verschieden, als sie keine Metamorphose des Gesteins darstellt, sondern nur eine reichliche Ausscheidung des Axinitminerals auf kreuz und quer durch das Gestein laufenden Klüftchen und Äderchen. Nur Kalksteine werden wohl hier und da durch Axinit auch wirklich verdrängt. Chemisch steht sie als Neubildung eines Borosilikats der Turmalinisierung überaus nahe. Das wichtigste Axinitvorkommen Europas, dasjenige von Thum in Sachsen, ist durch v. Hoerner[2]) eingehend untersucht worden. Die Axinittrümer setzen in einem Amphibolit mit stark saussuritischem Feldspat auf. Der Quarz des Gesteins ist von feinen Hornblendenädelchen durchzogen. In der Nähe der Axinittrümer enthält das Gestein viel Epidot, der sich auch als sekretionäres Mineral in den Gangspalten

1) W. Lindgren, Metasomatic Processes in Fisure veins. Trans. Am. Inst. 1903.

2) Th. v. Hoerner, Über die Axinitvorkommnisse von Thum in Sachsen und die Bedingung der Axinitbildung überhaupt. Z. d. Geol. Ges. 1910, S. 1.

findet. Der Epidot ist hier älter als der Axinit, während der gleichzeitig auftretende sekundäre Quarz jünger ist. Nirgends sieht man eine korrodierende Einwirkung der Axinitlösungen auf den unterlagernden Epidot. Die spärlichen begleitenden Erze (Kupferkies, Schwefelkies, Zinkblende, silberhaltiger Bleiglanz und ein wenig Arsenkies) sind älter als Axinit, auch sie sind gegen den Axinit nicht angefressen. Sehr stark scheint also die pneumatolytische Wirkung der Borosilikatlösungen nicht gewesen zu sein.

4. SKAPOLITHISIERUNG

Die Skapolithisierung, deren Kenntnis wir vor allem Vogt[1]) verdanken, bildet ein vollkommenes Analogon zur Zinnerzpneumatolyse, ist jedoch nicht mit einer Zufuhr von Fluor, sondern mit einer solchen von Chlor ins Nebengestein verbunden. Die Gänge, welche sie verursachen, sind keine eigentlichen Erzgänge, sondern schwach erzführende Apatitgänge, stehen aber zu den Gabbropegmatiten in genau demselben Verhältnis, wie die Mehrzahl der Zinnerzgänge zu den Granitpegmatiten. Diese Apatitgänge führen Magnetkies und Eisenglanz, als stark magnesiareiche Mineralien Enstatit und Biotit in riesigen Kristallen, als chlorhaltige Mineralien Skapolith und Chlorapatit, sowie endlich viel Rutil. Die kanadischen, sonst ganz ähnlich zusammengesetzten Apatitgänge führen Fluorapatit und haben auch dementsprechend weder endogen noch exogen wesentliche Mengen von Skapolith erzeugt. Das Nebengestein, es ist stets derselbe Gabbro, aus dem die Lösungen sich als Endlaugen differenzierten, ist zu beiden Seiten der Gänge in sehr bezeichnender Weise umgewandelt. Der Diallag ist in Hornblende übergegangen. Enstatit und Biotit haben sich auf Kosten von Olivin gebildet. Der Plagioklas ist in ein Aggregat von Skapolithsäulchen, oft mit geringer Beimengung von Enstatit, Biotit oder Rutil verwandelt und zwar bildete sich der Skapolith zunächst an der Peripherie der Plagioklaskörner und drang dann längs den Zwillingslamellen vor. Diese Neubildung von Skapolith stellt sich wesentlich als eine Addition von H·Cl zum Plagioklasmolekül dar, ist also außerordentlich nahe mit der Topasierung verwandt, die nur Zufuhr von Fluor und etwas Wasser zum Orthoklasmolekül benötigt. Der Eisen-

1) Vogt, Beiträge zur genetischen Klassifikation der durch magmatische Differentiationsprozesse und der durch Pneumatolyse entstandenen Erzvorkommen. Z. pr. Geol. 1895.

gehalt pflegt bei der Skapolithisierung der Gesteine sich stark zu vermindern.

Die Skapolithisierung tritt in seltenen Fällen auch abseits von den Gängen an der Grenze des Gabbros gegen das Nebengestein auf.

5. PROPYLITISIERUNG

Die Propylitisierung ist ein Vorgang, den man erst in verhältnismäßig neuerer Zeit kennen lernte. Mit dem Namen Propylit bezeichnete man zuerst bestimmte Gesteine des ungarischen Erzgebirges, welche nach früherer Ansicht unveränderte Eruptivgesteine darstellten, und als älteste magmatische Ergüsse die vulkanischen Vorgänge des Gebietes eröffneten. Erst später erkannte man, daß diese Gesteine sich sekundär aus den umgebenden normalen andesitischen Gesteinen gebildet haben. Diese Ansicht hat sich jetzt wohl allgemein Anerkennung verschafft, nur Inkey[1]) und Schuhmacher (s. u.) sind in neuerer Zeit noch teilweise für die primäre Natur des Propylites eingetreten. Doch geben auch diese beiden Forscher weitgehende sekundäre Umwandlungen des Propylites, wie er uns jetzt vorliegt, zu, nur behaupten sie eine ursprüngliche Wesenverschiedenheit des noch unveränderten Propylites von den umgebenden Gesteinen.

Propylitisierungen kennt man von den verschiedensten Erzgangdistrikten, doch scheinen es immer Gänge der jungen Goldsilberformation zu sein, welche derartige Nebengesteinsveränderungen bewirkten. Meist sind es Andesite oder Quarzandesite (Dazite), welche der Umwandlung anheimfielen, man kennt aber auch propylitisierte Trachyte und Liparite, als Seltenheit auch propylitisierte Basalte. Nicht selten ist das Hangende einer Gangspalte stärker propylitisiert als das Liegende, eine Erscheinung, die namentlich am Comstock-Lode sehr deutlich ausgeprägt ist.

Makroskopisch unterscheiden sich die Propylite von den umgebenden normalen Andesiten durch die körnelige Struktur der Grundmasse, welche ihnen ein dioritähnliches Aussehen gibt, jedoch ist die Abgrenzung der hellen und dunklen Körner gegeneinander nicht scharf, sondern unklar und verwaschen, wie bei den meisten Epidioriten und „Grünsteinen“ der alten Petrographen, woher denn auch der Name Grünsteintrachyt früher als gleichbedeutend mit Propylit gebraucht wurde.

---

1) B. v. Inkey, Compte Rendu. Congrès Géol. Int. Mexiko. 1906.

Der Propylitisierungsvorgang ergreift stets zuerst die femischen Gemengteile, insonderheit die Hornblende, welche eine graulichgrüne Farbe und faserigen Bruch annimmt und dann in ein Chloritaggregat übergeht. Der Augit wandelt sich zunächst in sekundäre Hornblende (Uralit) um, und verfällt dann weiterhin demselben Prozeß. Am empfindlichsten von allen Mineralien ist der eisenreiche rhombische Pyroxen (Hypersthen), der dort, wo er im Gestein vorkommt, stets zu allererst die propylitische Einwirkung erkennen läßt.

Meist entsteht aus Hornblende und Augit neben Chlorit noch etwas Kalzit und Epidot, letzterer sehr eisenreich und daher von intensiv gelbgrüner Farbe. Die Hornblendeeinsprenglinge der Andesite sind oft von einem dunklen, undurchsichtigen Kranz von Eisenerz umgeben, und dieser sogenannte Opazitrand bleibt bei der Umwandlung ziemlich lange erhalten, auch dann, wenn die Chloritisierung über die Grenzen der ursprünglichen Hornblende hinausgewuchert ist und die umgebende Grundmasse ebenfalls ergriffen hat. Oft kann man das ehemalige Vorhandensein von Hornblenden nur noch aus dem Vorhandensein deutlicher Opazitränder in einem völlig zersetzten Gemenge von Chlorit, Kalzit und Epidot feststellen. Die Augite, die nicht durch derartige Opazitränder begrenzt sind, gehen spurlos in der allgemeinen Umsetzung auf. Der Titangehalt der Ursprungsgesteine wandelt sich bei der Propylitisierung oft in Titanit um, noch häufiger aber bildet sich Rutil. Dies steht im Gegensatz zur Oberflächenverwitterung und zu den dynamometamorphen Vorgängen (Saussuritisierung, Grünschieferbildung usf.).

Biotit findet sich primär in vielen Ursprungsgesteinen der Propylite. Er bleibt meist recht lange Zeit unverändert erhalten, zuletzt zerfällt auch er zu Chlorit, und nur wenn er eine Opazitrinde besaß, kann man sein ehemaliges Vorhandensein dann noch nachweisen.

Lindgren[1]) weist darauf hin, daß der Titangehalt, soweit er aus dem Biotit stammt, bei der Propylitisierung sich nicht als Rutil, sondern als Anatas ausscheidet. Zirkel[2]) erwähnt das Eindringen von Kalzitmasse zwischen die Spaltlamellen des Glimmers von den Propyliten des Wagon Canyon.

---

1) W. Lindgren, Metasomatic Processes in Fissure Veins Trans. Am.Inst. Min. Eng. 1903.

2) F. Zirkel, Über die kristallinen Gesteine längs des 40. Breitengrades in Nordwestamerika. Ber. Kgl. Sächs. Ges. d. Wiss. 1877.

Die Grundmasse der Andesitgesteine setzt sich bei der Propylitisierung in ein körniges Gemenge von Quarz, Chlorit, Epidot, Kalzit, Zeolithen und zum Teil auch von neugebildetem adularartigem Feldspat (bald Orthoklas, bald Albit) um. Die charakteristische Hyalopilitstruktur geht bei diesem Vorgange meist ganz verloren, doch kann man gelegentlich noch Andeutungen von fluidalen Erscheinungen, von sphärolithischen oder perlithischen Ausbildungsformen nachweisen.

Der Feldspat zersetzt sich bei der echten Propylitisierung außerordentlich langsam. Er ist oft noch so wenig verändert, daß v. Inkey und Schuhmacher[1]) die Ansicht geäußert haben, daß die Feldspatzersetzung überhaupt keine Eigenschaft der Propylitisierung sei, sondern erst dann einträte, wenn neben der Propylitisierung noch ein anderer Zersetzungsvorgang (Serizitisierung oder Kaolinisierung) aufträte. Wir müssen jedoch wohl die Umsetzungen des Feldspats ebenfalls den Wirkungen einer, wenn auch sehr weitgehenden Propylitisation zurechnen. Die Plagioklase sowohl als die Orthoklase werden trüb, und zwar ergreift die Trübung bei zonar gebauten Feldspäten oft zunächst nur einzelne Zonen, während die anderen noch völlig unzersetzt bleiben. Etwaige Glaseinschlüsse der Feldspäte gehen vollkommen verloren. Die Quarzdihexaeder und die Apatitsäulchen bleiben auch bei sehr hochgradiger Umsetzung vollkommen unzersetzt.

Höchst bezeichnend für fast alle Propylitbildungen ist die Entstehung kleiner porphyroblastischer Pyritkriställchen im Gestein. Der Eisengehalt des Pyrits wird meist dem Gestein entnommen und nur der Schwefelgehalt wird zugeführt. Vor allem wird der Magnetit des Ursprungsgesteins in Schwefelkies umgewandelt, und die eisenhaltigen Silikate umgeben sich mit Schwefelkiesrinden oder werden von Pyrit durchstäubt, besonders stark natürlich wieder der hoch eisenhaltige und leicht zersetzliche Hypersthen.

Die Neubildung von Schwefelkies gibt uns einen Anhalt über die Natur der Lösungen, welche die Propylitisierung hervorbrachten. Es müssen schwefelwasserstoffhaltige, säurefreie Thermalwässer gewesen sein. Die Pyritführung läßt uns auch leicht die Propylite von den durch Oberflächenverwitterung oder durch Einwirkung der Lösungen der Oxydationszone der Lagerstätte entstandenen Gesteins-

---

1) Schuhmacher, Die Golderzlagerstätten usw. der Rudaer Zwölf-Apostel-Gewerkschaft. Z. pr. Geol. 1912, S. 1.

varietäten unterscheiden. In dynamometamorphen Gesteinen kann zwar primärer Pyrit erhalten bleiben, gelegentlich auch lokal etwas konzentriert werden, aber einerseits wird hier niemals die Umwandlung von Magnetit und eisenreichen Silikaten in Schwefelkies eineintreten, anderseits werden stets Zerbrechungen, Auswalzungen und ähnliche Phänomene sichtbar sein, auch fallen in ihr zum mindesten die größeren, basischen Plagioklase schon bei geringer Umwandlung der Saussuritisierung (s. u.) anheim.

Die Grenze zwischen der Propylitisierung und der später zu besprechenden Serizitisierung ist nicht immer scharf, besonders dann, wenn zugleich reichliche Karbonatbildung, die auch bei rein serizitischer Umwandlung oft eintritt, vorhanden ist. Solche Übergänge zwischen Propylitisierung und Serizitisierung beschreibt Lindgren von Silver Cliff in Colorado.

Streng zu trennen von der Propylitisierung ist die von ihr früher oft nicht scharf unterschiedene Kaolinisierung. Kaolinisierte Propylite, besonders wenn in ihnen statt Pyrit Limonit auftritt, sind wohl immer oberflächliche Verwitterungsprodukte.

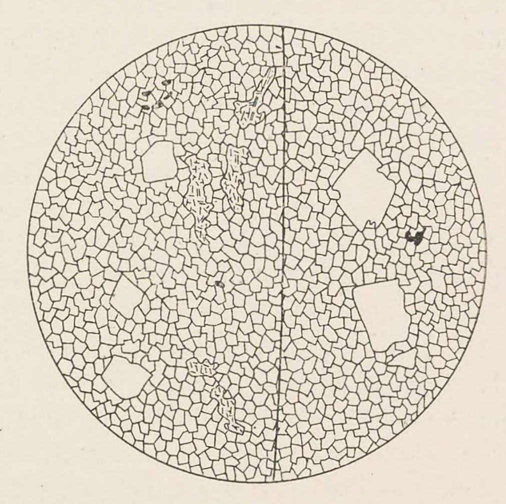


Fig. 83. Verkieselter Propylit rechts von Verespatak, links von Sumanit. Korrodierte Quarzdihexaeder, Pyritkörnchen und Serizitnester in feinkörnig kieseliger Grundmasse (nach Lazarevicz). Vergr. 40 mal.

Unter den bei der Propylitisierung entstehenden Mineralneubildungen wurde oben auch der Quarz erwähnt. Die Bildung dieses Minerals kann bisweilen so stark überhandnehmen, daß Übergänge zwischen Propylitisierung und Verkieselung entstehen. Solche kieselige Propylite sind z. B. von der Csetatye bei Verespatak bekannt (Fig. 83). Ordoñez hat sie von Pachuca in Mexiko beschrieben. Auch in Silver City, Col.,. kommen sie vor. Lindgren schildert von dieser Lokalität die Bildung sekundärer, die zersetzte Grundmasse durchtränkender Quarzaureolen um die primären, magmatisch ausgeschiedenen Quarzdihexaeder. Müller[1])

1) Thiel u. Müller, Die Goldkupferlagerstätten von Guanaco in Chile. Z. pr. Geol. 1912.

konnte an dem Nebengestein der Erzlagerstätten von Guanaco eine doppelte Verkieselung feststellen, einmal eine konkretionäre Ausscheidung der ursprünglichen Kieselsäure des Gesteins in einzelnen kieseligen Knollen und stellenweise außer dieser noch eine allgemeine, durch Zufuhr von SiO_2 gebildete Durchtränkung der gesamten Gesteinsmasse.

Die chemischen Untersuchungen der Propylite bestätigen die Tatsachen, welche uns das Mikroskop lehrt:

MgO und MnO werden meist ziemlich vollständig fortgeführt, auch CaO nimmt stark ab, falls nicht eine nennenswerte Karbonatbildung eingetreten ist. P_2O_5 und TiO_2 bleiben fast unverändert, Na_2O nimmt meist ein wenig ab. K_2O steigt recht stark, wenn die Propylitisierung Übergänge zur Serizitisierung zeigt, andernfalls nimmt auch dieses Element ab. FeO und Fe_2O_3 nehmen meist trotz der starken Pyritbildung noch etwas ab, ein Beweis mehr, daß keine Zufuhr von fertig gebildetem Eisensulfid, sondern nur eine solche von H_2S stattgefunden hat. Gelegentlich können also bei der Propylitisierung sämtliche Oxyde abnehmen, mit alleiniger Ausnahme der Kieselsäure, welche sich dadurch anreichert und in extremen Fällen allein als kompaktes, pyrithaltiges Quarzgestein übrig bleibt.

Lazarevicz[1]) glaubt auf Grund seiner eingehenden Studien die Propylitisierungsvorgänge in zwei Gruppen trennen zu können, eine zeolithische Propylitisierung ohne Kiesbildung, die nicht unbedingt an die Nähe von Erzlagerstätten gebunden ist, und eine pyritische Propylitisierung, bei der statt Titanit Rutil entsteht, mit der auch eine Alunitisierung verbunden sein kann und bei der die Feldspäte besonders stark angegriffen werden. Während die erstere durch kohlensäurehaltige Wässer verursacht wird, sind es bei der letzteren schwefelwasserstoffhaltige Thermen, welche die Umwandlung verursachen.

Verwandt mit der Propylitisierung sind diejenigen Vorgänge, welche in Mandelsteinen, Melaphyren und Diabasen mit Gehalt von Ged. Kupfer während der Erzausscheidung vor sich gehen. Auch hier zersetzen sich die eisenhaltigen Silikate zu Chlorit, auch hier bilden sich reichlich Epidot und verschiedene Zeolithe, sogar neugebildeter Albit und Orthoklas läßt sich bisweilen nachweisen.

---

1) Lazarevicz, Die Propylitisierung, Kaolinisierung und Verkieselung und ihre Beziehung zu den Lagerstätten der propylitischen jungen Gold-Silbergruppe. Z. pr. Geol. 1913, S. 345.

Innerhalb der propylitisierten Gesteine, jedoch räumlich und zeitlich unabhängig von der Propylitisierung, findet man an den ungarischen Golderzgängen und auch an anderen Lokalitäten Zonen starker mechanischer Gesteinszerrüttung, die der ungarische Bergmann als Glauchgänge zu bezeichnen pflegt. Die Glauchgesteine setzen sich aus einer dunkelgrünen bis schwarzen Grundmasse zusammen, die aus chloritischen Zersetzungsprodukten mit spärlicher Durchtränkung von Karbonatmasse bestehen. In ihr liegen als einzige größere, nicht zerriebene Gesteinsreste kleine, rundliche Quarzkörnchen und als Neubildung Kriställchen oder kleine rundliche Konkretionen von Pyrit. Lazarevicz wies an solchen Gangletten propylitisierter Gesteine einen bedeutenden Überschuß an Tonerde nach, es hat also zweifellos außer mechanischer Zermalmung auch starke Auslaugung der leichtlöslichen Bestandteile stattgefunden. Die Glauchgänge stehen wohl nur insofern mit Propylitisierung in ursächlichem Zusammenhang, als die Propylite, die oft besonders weiche Gesteine sind, in höherem Maße als die unveränderten Andesite der vollkommenen Zerreibung zugänglich sind.

Die den Glauchgängen völlig analogen Gangletten der Harzer Bleierzgänge, welche das Nebengestein allerdings nicht propylitisiert, sondern serizitisiert haben, wurden von Groddeck[1]) untersucht. Er fand hier in der Grundmasse neben Serizit viel Chlorit, etwas Eisenglanz und Kaolinit und konnte nachweisen, daß eine Auslaugung von Chlorit und Eisenerz aus dem Nebengestein bei der Zermalmung stattgefunden hat.

URALITISIERUNG

Die Uralitisierung ist wohl niemals ein eigentlich thermalmetamorpher Prozeß, doch finden sich uralitische Gesteine sehr häufig mit Erzlagerstätten vergesellschaftet. Unter Uralitisierung im strengen Sinne versteht man die molekulare Umsetzung eines Pyroxens in Amphibolsubstanz, die zu einer Pseudomorphosenbildung führt, also nicht die Neubildung eines wohlkristallisierten Hornblendeminerals unter Zerfall eines im gleichen Gestein vorhandenen Augits. Die Umwandlung schreitet in der Regel vom Rande der Kristalle nach dem Innern zu vor und eilt meist an den Spaltrissen voraus. Es entsteht ein feinfaseriges, parallel der Hauptachse des Augits liegendes (also einheitlich auslöschendes) Hornblende-

---

1) Groddeck, Studien über Thonschiefer, Gangthonschiefer und Serizitschiefer. Jb. K. Geol. L.-Anst. u. Bergak. 1885.

aggregat. Die einzelnen Fasern wuchern gelegentlich etwas über die ehemalige Augitgrenze in die umgebende Gesteinsmasse hinaus. Ehemaliger Zwillingsbau des Augits wird meist vom Uralit übernommen. Die Farbe der Uralitfasern ist stets grün, auch wenn der zugrunde liegende Augit braun oder violett war. Nur bei der Uralitisierung alkalireicher Gesteine kann bläulicher Uralit (Glaukophanuralit) entstehen. Die aus Titanaugiten entstandenen Uralite sind meist von feinen Rutilstäubchen oder formlosen Titanitklümpchen durchsetzt. Die Uralitisierung der Augite wird durch Gebirgsdruck, bisweilen aber auch durch Kontaktmetamorphose herbeigeführt. Unzweifelhaft thermalmetamorphe Uralitbildungen sind bisher noch nicht beschrieben worden.

SAUSSURITISIERUNG

Die Saussuritisierung ist eine chemische Aufspaltung und Umsetzung basischer Plagioklase zu einem Gemenge von Epidot, Zoisit (wasserhaltige CaAl-Silikate) und Albit (NaAl-Silikat). Sie macht sich u. d. M. dadurch kenntlich, daß die Feldspäte von winzigen, niedrig polarisierenden Zoisitsäulchen und etwas gröberen, lebhaft polarisierenden Epidotprismen in regellosen Schwärmen durchstäubt werden. Die Feldspatmasse verliert bei hochgradiger Saussuritisierung zumeist ihre Zwillingslamellierung, wenn der neugebildete Albit keinen Zwillingsbau aufweist. Oft entsteht als Nebenprodukt Granat, auch wandern Titanit- und Rutilklümpchen und Hornblendesäulchen in die saussuritisierten Feldspäte ein. Makroskopisch macht sich der Prozeß durch Grünlichwerden der Plagioklase und oft durch das Verschwimmen der Umrisse der einzelnen Gemengteile geltend.

Die Saussuritisierung ist im allgemeinen ein dynamometamorpher Prozeß und kann bis zur Bildung kristalliner Schiefer (Epidotamphibolite) führen. Sie tritt nur bei basischen Eruptivgesteinen (Diabasen, Gabbros und Verwandten) ein. Oft ist sie eine Begleiterscheinung der Propylitisierung, ist aber wohl nicht wie diese durch Thermalwirkungen, sondern durch gleichzeitig mit der Erzbildung eintretende Druckwirkung entstanden.

6. ALUNITISIERUNG

Die Alunitisierung ist mit der Propylitisierung nahe verwandt und tritt oft gemeinsam mit ihr auf. Sie entsteht ebenfalls durch schwefelhaltige Lösungen, aber nicht durch alkalische,

Schwefelwasserstoff führende, sondern durch saure, Schwefelsäure führende. Auch sie ist eine charakteristische Begleiterin von Erzgängen, man findet sie aber oft auch abseits von den Erzen in weit ausgedehnten Gebieten. Gelegentlich kann man sie als Wirkung postvulkanischer, nur sehr schwach erzhaltiger Solfataren beobachten. Meist ist bei der Alunitisierung wie bei der Propylitisierung eine Neubildung und sogar eine Einwanderung von Pyrit zu beobachten. Mg, Ca, Na, K nehmen meist ab, S in der

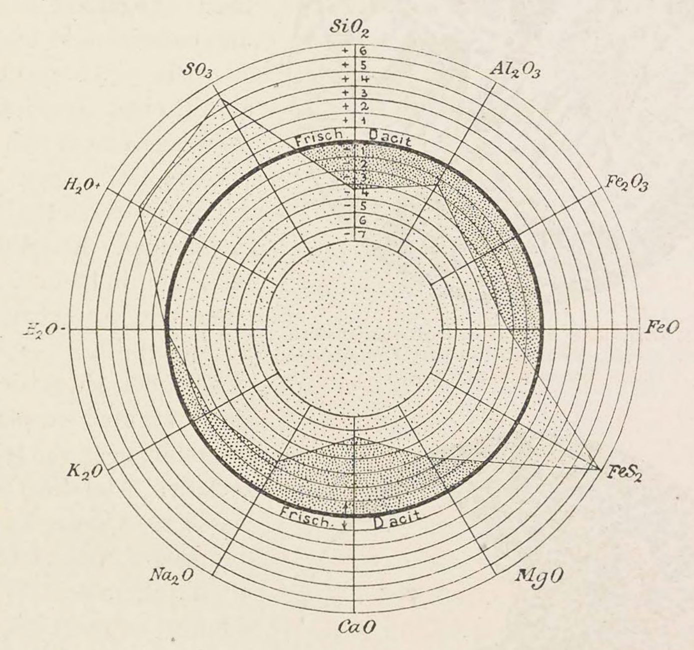


Fig. 84. Diagramm für die Ab- und Zunahme der einzelnen Bestandteile eines Dazits durch die Alunitisierung nach Ransome.

Form von SO_3 stark zu. Ein alunitisiertes Gestein, welches Lindgren untersuchte, bestand aus 50 % Quarz, 24 % Kaolin, 16 % Alunit, 7 % Pyrit und 3 % Wasser. Ransome[1]) konnte keinerlei Volumenabnahme oder -zunahme bei der Alunitisierung nachweisen. (Vgl. das von diesem Verf. konstruierte, sehr übersichtliche Diagramm, Fig. 84.)

Das charakteristische Mineral, der Alunit, sieht u. d. M. dem Kaolin oft recht ähnlich. Die tafligen, randlich meist unscharf

1) Ransome, The Geology and Ore Deposits of Goldfield Nevada U. S. Geol. Surv. Prof. Pap. No. 66 (1909).

begrenzten Individuen zeigen aber in Querschnitten wesentlich höhere Polarisationsfarben (gelb bis rot, in dicken Schliffen auch blau). Im konvergenten Licht sieht man in basischen Schnitten das Kreuz der optisch einachsigen Körper. Der Charakter der Doppelbrechung ist positiv, wodurch man den Alunit leicht vom optisch negativen Serizit unterscheiden kann.



Fig. 85. Alunitisierter Feldspat im Dazit von Goldfield. *a* Alunit, *o* Opal, gestrichelt zersetzte Feldspatmasse (nach Ransome). Vergr. 40 mal.

Die Grundmasse der alunitischen Gesteine besteht aus einem Gemenge von Kaolinit, Quarz und Alunit, welchem Pyrit teils in kleinen Kriställchen, teils auch in kleinen Nestchen und Äderchen eingesprengt ist.

Bei der Alunitisierung sind stets die Feldspäte am stärksten umgewandelt. Sie zerfallen wie die Grundmasse zu Alunit, Kaolinit und Quarz, welch letzterer oft durch spätere Verkieselung beträchtlich zunimmt. Zum Teil bildet sich auch etwas Diaspor. Oft kann man noch die alunitreichen Querschnitte der ehemaligen Feldspäte in der alunitärmeren Grundmasse pseudomorphosenartig erkennen (Fig. 85).



Fig. 86. Pseudomorphose von Pyrit nach Hornblende. Dazit von Goldfield. *q* Quarz (nach Ransome). Vergr. 40 mal.

Die Stellen, wo die eisenreichen Silikate lagen, kennzeichnen sich meist durch besonders starke Anreicherung von Pyrit (Fig. 86), im übrigen bilden auch sie ein Gemenge von Quarz mit etwas Alunit. Dicht am Salband der

Gänge findet man nach Lazarevicz nicht selten größere Anhäufungen von reinem Kaolinit, die wohl mechanisch an diesen Stellen zusammengeschwemmt sind. Gips und Anhydrit sind, wo es sich um Umwandlungen kalkhaltiger Gesteine handelt, charakteristische Begleiter des Alunits.

Es ist nicht ausgeschlossen, daß die Alunitisierung nur eine oberflächennahe Fazies der Propylitisierung darstellt. Eine Kombination der Alunitisierung mit der Karbonatzufuhr ist wegen des sauren Charakters der Lösungen ausgeschlossen, doch tritt häufig reine Verkieselung als Extrem der Alunitisierung auf.

7. SERIZITISIERUNG

Die Serizitisierung, eine der gewöhnlichsten Einwirkungen erzhaltiger Lösungen auf das Nebengestein der Gänge, wurde zuerst unter Zuhilfenahme schwerer Lösungen durch Groddeck[1]), später noch genauer durch Stelzner[2]), dann im Dünnschliffe besonders durch Lindgren untersucht.

In sedimentären Schiefern, wie z. B. in den Kulmtonschiefern des Harzes, bringt sie keine sehr bedeutenden Veränderungen hervor, da diese Gesteine schon von Haus aus viel Serizit enthalten. Hier wird nur der Chlorit zu Serizit umgewandelt, wodurch das Gestein gebleicht und sein Eisengehalt stark verringert wird.

In den kristallinen Gesteinen wird besonders der Feldspat und der Glimmer vollkommen zersetzt, und zwar zuerst der Glimmer, der ja, so weit es Kaliglimmer ist, chemisch mit dem Serizit identisch ist, soweit es Magnesiaglimmer ist, diesem recht nahe steht. Der Feldspat wird meist nicht von Klüften aus serizitisiert, sondern zerfällt spontan, indem sich allenthalben in seinem Innern einzelne Serizitschüppchen bilden, deren Zahl mehr und mehr zunimmt, bis die ganze Feldspatmasse verdrängt ist. Auch die Kalknatronfeldspäte, selbst deren basischere Glieder bis hinauf zum Labrador können unter entsprechender Kalizufuhr in Serizit übergehen. Doch kennt man auch Fälle, z. B. von der Treadwell Mine in Alaska, in denen selbst der reine Albit des Natronsyenits nicht in Serizit übergeht, sondern durch ein Gemenge von Karbonat und Quarz mit nur wenig Serizitflitterchen verdrängt wird.

---

1) Groddeck, Zur Kenntnis einiger Serizitgesteine, welche neben und in den Erzlagerstätten auftreten. N. Jahrb. Beil. Bd. 2 (1882).

2) Stelzner, Studien über Freiberger Gneise und ihre Verwitterungsprodukte. N. Jahrb. 1884. Teil 1, S. 27.

Die femischen Gemengteile zerfallen erst zu einem eisenreichen Chlorit, der oft über die Grenzen des ehemaligen Eisenmagnesiasilikats hinaus wuchert, werden dann aber durch Serizit und Kalzit verdrängt. Diese Serizit-Kalzit-Aggregate zeigen oft eine ophitähnliche Mikrostruktur, indem einzelne Serizitleisten in der Kalzitgrundmasse kreuz und quer eingelagert sind.

Dort, wo die Serizite besonders stark angehäuft sind, z. B. an den Stellen ehemaliger Feldspäte, bilden sie bisweilen kuglige, konkretionäre Aggregate, sonst sind es meist völlig regellos gehäufte Massen von sechsseitigen oder rundlichen Schüppchen. Die Aggregate lösen sich selbst bei starker Vergrößerung nicht völlig in einzelne Individuen auf.



Fig. 87. Quarz durch ein Gemenge von Kalzit und Serizit metasomatisch verdrängt (nach Lindgren). Vergr. 52 mal.

Der Biotit wandelt sich zunächst in Chlorit um, wobei, wie dies ja in solchem Fall die Regel ist, der Titangehalt sich in Form von Rutilsäulchen ausscheidet. Auf diese Weise ist wohl der Rutilgehalt der vollkommen serizitisierten Gesteine zu erklären, denn man hat nachgewiesen, daß die in späteren Stadien entstehende Titansäure, welche wahrscheinlich aus der Aufspaltung des Titanits stammt, die Form des Anatas annimmt. Lindgren gibt an, daß im Nebengestein der kalifornischen Goldgänge auch aus dem Ilmenit Rutil entsteht. Der Eisengehalt des Ilmenits und der Magnetit gehen hier in Eisenspat über.

Die Quarze bleiben, wie bei den meisten Thermalmetamorphosen zunächst noch völlig unberührt, doch werden auch sie, bei höheren Graden der Serizitisierung, zumal wenn Kalzit zugegen ist, durch Serizitaggregate verdrängt (Fig. 87). Der Serizit wuchert dann zunächst auf Spalten in das Mineral hinein und dringt von hier aus, sowie von der Außenseite des Kornes in zarten Fransen gegen das Innere vor. Seltener finden sich schlauchförmige Einstülpungen der Serizitmasse in den Quarz. Zirkon und Apatit bleiben unberührt erhalten.

Überall kann man im serizitisierten Nebengestein als Neubildungen kleine Schwefelkies- und oft auch Arsenkieskristalle nachweisen. Im Nebengestein der kupferkiesreichen Mitterberger Gänge findet man auch kleine Nestchen und Äderchen von Kupferkies. Selbst Argentit, ged. Silber und Rotgiltigerz wandern dicht am Gange (z. B. in Freiberg, aber auch andernorts) auf den Schieferungsflächen in das Nebengestein hinein. Interessant ist die Beobachtung Lindgrens, daß an den goldreichen Pyritgängen von San Juan, Col., der ins Nebengestein eingewanderte Pyrit goldarm ist. Am Salband der kiesig-blendigen Gänge des Freiberger Reviers finden sich oft im Serizit allseitig ausgebildete Arsenkieskristalle, die zweifellos als später entstandene Bildungen anzusehen sind, da sie Graphitflitterchen umschließen.

Eine entfernte Verwandtschaft mit der Propylitisierung weist die im übrigen serizitische Umwandlung des Nebengesteins mancher Quarz-Kupfergänge auf, bei der nachweislich Magnetit durch Schwefelzufuhr in Pyrit umgewandelt ist.

Das Endprodukt der Serizitisierung ist ein kryptokristallines Gemenge von Quarz, Serizit, Karbonat und Pyrit.

Eine besonders starke Verkieselung ist mit der Serizitisierung des Rhyolithes von De Lamar Idaho verbunden. Hier finden sich sekundäre Quarzaureolen um die primären Quarzdihexaeder. Die Nebengesteinsumwandlung an den ankeritführenden Kupfererzgängen von Mitterberg[1]) stellt eine besonders karbonatreiche Abart der Serizitisierung dar. Das Karbonat stammt zum Teil aus der Zersetzung der basischen Feldspäte des Gesteins, zum Teil ist es aus der Gangspalte eingewandert. Mitten im serizitischen Schiefer finden sich allseitig ausgebildete, idioblastische Braunspatrhomboeder oder auch Gruppen von 2 oder 3 solchen Individuen. Im Innern sind diese meist durch Kohlenstoffpartikelchen getrübt, an ihrem Rande hell und klar. Die kleineren Rhomboeder sind auch in ihrem Innern ungetrübt. Manchmal sind sie von jüngerem Quarz wieder angefressen. In der Nähe der Karbonatkriställchen ist ein wesentlicher Chloritgehalt des sonst rein serizitischen Schiefers feststellbar.

Vom chemischen Standpunkt aus entspricht die Serizitisierung einer vollkommenen oder fast vollkommenen Auslaugung des Na-

1) Buttmann, Die Kupferkieslagerstätte von Mitterberg. Diss. Freiberg 1913.

triums und einer meist nur verhältnismäßigen, selten einer tatsächlichen Zunahme des Kaligehalts, auch SiO_2 und MgO nehmen meist nur relativ zu. CaO nimmt oft beträchtlich ab.

8. PARAGONITISIERUNG

Die Paragonitisierung ist eine erst neuerdings von Killig[1]) festgestellte, der Serizitisierung entsprechende Nebengesteinsumwandlung. Da sich Serizit und Paragonit u. d. M. nicht voneinander unterscheiden, und eine chemische Untersuchung des als Serizit bezeichneten Minerals nicht immer durchgeführt wurde, so ist es nicht unmöglich, daß manches bisher als serizitisiert bezeichnete Nebengestein sich bei näherer Untersuchung als paragonitisiert erweisen wird.

Killig beobachtete in der Nachbarschaft von Korundknauern im Phyllit von Schwarzenberg im Erzgebirge kleine, spärlich mit sulfidischen Erzen besetzte Spalten, längs denen der Phyllit in Paragonitschiefer umgewandelt ist. U. d. M. sieht man, daß die Chlorite und Eisenerze des ursprünglichen Gesteins verschwunden sind, und nur der Titangehalt dieser Mineralien in Form von zahllosen Rutilnädelchen relativ (nicht absolut) angehäuft ist. Die gesamte übrige Masse besteht aus feinschuppigem Paragonit.

9. KAOLINISIERUNG

Die Kaolinisierung ist eine Thermalmetamorphose, die u. d. M. leicht mit der Serizitisierung verwechselt werden kann, und auch zweifellos öfter verwechselt worden ist. Kaolinisierung tritt bekanntlich nicht nur neben Gängen auf, sondern auch oft flächenhaft ausgebreitet als besondere Art der Verwitterungserscheinung, ferner kann sie auch, was ja der Thermalmetamorphose sehr nahe steht als Wirkung vulkanischer Fumarolen vorkommen. Stremme hat gezeigt, daß die Kaolinisierung fast stets im Liegenden von autochthonen Kohlenflözen zu finden ist, und er betrachtet die Kaolinisierung dementsprechend als eine Wirkung des an Kohlensäure reichen Grundwassers, welches in und neben dem Flöz zirkuliert. Die Fumarolengase sind ebenfalls reich an freien Säureionen und so dürfen wir uns nicht wundern, wenn auch die stark sauren Lösungen, die aus dem Eisernen Hut einer sulfidischen

---

1) Killig, Über eine Umwandlung von Phyllit in ein dichtes Paragonitgestein. Centralbl. f. Min. 1913, S. 203.

Lagerstätte herabsinken, oft eine Kaolinisierung des Nebengesteins hervorbringen. Dieser Entstehung waren z. B. die silberhaltigen Kaolinmassen in den oberen Teufen der Lagerstätte von Brokenhill. Ohne Zweifel gibt es aber auch eine primäre, von den aufsteigenden Minerallösungen verursachte Kaolinbildung, z. B. dürfte die Kaolinisierung des Pegmatits der Weißen-Erden-Zeche bei Aue hierher gehören. In vielen Fällen wird es aber schwer sein, die thermalmetamorphe Kaolinisierung von der durch absteigende Lösungen bewirkten, oxydationsmetamorphen, zu trennen.

U. d. M. unterscheidet man am leichtesten Kaolin vom Serizit durch die niedrigen Polarisationsfarben, die allerdings bei den meist überaus feinkörnigen Aggregaten oft nicht mit vollkommener Sicherheit zu erkennen sind.

Kaolin tritt auch in Greisengesteinen bisweilen als Umwandlungsprodukt von Topas auf. In Cripple Creek ist die Kaolinisierung eine Abart der Propylitisierung. In Freiberg findet sich Kaolin zusammen mit Serizit. Immer wieder liegt also der Verdacht nahe, daß es sich nur um eine Oberflächenfazies oder um eine lokal abweichende Form einer anderen Thermalmetamorphose handelt.

Kolbeck[1]) untersuchte die Kaolinmassen, die neben den Golderzgängen von Nagyag im Propylit auftreten, und trennte daraus mit schweren Lösungen Anatas, Baryt, Apatit, Zirkon und Pyrit ab, in welch letzterem er As, Au und Ag nachweisen konnte. Die Analyse ergab, daß die Kaolinmasse durch eine vollkommene Abwanderung von Mg, K, Na und Fe aus dem Gestein entstanden war.

Lazarevicz[2]) untersuchte die als Fazies oder höchste Steigerung der Propylitisierung auftretende Kaolinbildung, und konnte auch hier, wie bei der Propylitbildung, zwei Typen aufstellen, eine pyritische, bei der sich Rutil, Alunit und Gips bildet, und eine nichtpyritische, bei der statt Rutil Titanit ausgeschieden wird. Stellenweise sind die Feldspäte schon ganz zersetzt, der Apatit, der Magnetit und zum Teil sogar der Biotit aber noch ganz frisch, auch die Hornblende ist oft nur blaßgrün entfärbt oder völlig unverändert.

10. VERKIESELUNG UND KALKSILIKATBILDUNG

Die Verkieselung erwähnten wir schon bei Besprechung fast aller anderen Thermalmetamorphosen als gelegentliche Fazies oder

---

1) F. Kolbeck, Untersuchungen über die Zersetzung des Quarztrachyts neben den Golderzgängen von Nagyag. Österr. Ztschr. 1888, Nr. 25.

2) l. c. (S. 182).

extreme Ausbildung. Im Gestein von Guanaco in Chile bildet sie als Kieselsäurezufuhr nach vorhergehender Kieselsäureanreicherung den Schlußakt der Propylitisierung. Bisweilen ist sie auch an bestimmte Gesteine gebunden; so berichtet Gaebert[1]), daß im sog. Teplitzer Quarzporphyr neben den Zinnerzgängen statt der Greisenbildung eine Verkieselung eintritt. Die Verkieselung des Rhyoliths vom Summitdistrikt in Colorado beschreibt uns Lindgren. Lazarevicz erwähnt, daß von dazitischen Gesteinen zuerst nur die Grundmasse verkieselt, der Feldspat hingegen kaolinisiert, daß aber dann auch dieser verdrängt wird, so daß zuletzt nur noch große primäre Quarzdihexaeder in einer feinkörnigen, sekundären Quarzmasse liegen, in der einzelne, von Kaolin durchstäubte Gebiete die Lage der ursprünglichen Feldspate anzeigen.

In manchen Fällen, in denen die Verkieselung Gänge mit rein quarziger Gangart begleitet, stellt sie nur eine einfache Imprägnation des Nebengesteins mit Gangfüllung dar, und führt daher alle im Gange vorkommenden Erze, in Butte, Montana, z. B. nicht nur Pyrit, sondern auch Enargit. Reine Verkieselung tritt besonders häufig in Kalksteinen auf, wobei oft organische Reste, z. B. Foraminiferen, die früher im Kalkstein lagen, noch deutlich erhalten bleiben.

Der Quarz der Verkieselungszonen ist stets viel kleinkörniger als der echt sekretionäre Gangquarz. Zwischen Verkieselung und metasomatischer Verdrängung des Kalkes gibt es natürlich alle Übergänge. Hier und da, besonders gern bei der geringen Verkieselung, die meist mit der Dolomitisierung verbunden zu sein pflegt, scheidet sich die Kieselsäure als Opal im Kalkstein ab.

Die Kalksilikatbildung, obwohl im Grunde genommen auch nur eine Zufuhr von SiO_2 ins Kalkgestein, ist im allgemeinen kein thermalmetamorpher, sondern ein kontaktmetamorpher Vorgang, doch finden wir sie gelegentlich auch als Vertreter der Verkieselung neben Erzgängen. Besonders eine geringe Bildung kleiner Tremolitnadeln ist sehr verbreitet. Bekannt und mehrfach beschrieben ist die Silikatbildung in den Kalkbänken der Tonschieferschichten von Capanne bei Massa maritima. Hier ist der Kalkstein neben dem Gange in ein Aggregat von Pyroxen, Epidot und Granat mit verschiedenen Sulfiden, stellenweise auch nur in dichten Hornstein mit etwas Pyrit verwandelt. Der zwischengelagerte Ton-

1) C. Gaebert, Erläut. Sekt. Altenberg. Geol. Spez.-Karte Kgr. Sachsen.

schiefer ist verkieselt und von kleinen Gangspalten durchzogen, die Quarz und Epidot führen.

Bei Clifton-Morenci ist nach Lindgren[1]) der Karbonkalk neben den Gängen bald in Tremolitfels, bald in Diopsidfels übergegangen.

11. DOLOMITISIERUNG UND MAGNESITBILDUNG

Als Dolomitisierung bezeichnet man zwei verschiedene Vorgänge; einmal die Umwandlung von Kalkstein in Dolomit durch Auslaugung des Kalziumkarbonats oder Zufuhr von Magnesiumkarbonat, das andere Mal die Umwandlung eines an Magnesia und Eisen reichen Silikatgesteins in ein Karbonatgestein durch Zuführung von Kohlensäure und Wegführung von Kieselsäure.

Die erstere Art ist als Wirkung von erzführenden Lösungen zuerst von Beyschlag und Michael an den oberschlesischen Erzlagerstätten erkannt worden. Mit dem mikroskopischen Bilde dieser Erscheinung, wie sie in Aspen Col. auftritt, hat uns Lindgren bekannt gemacht. Hier ist grobkörniges Kalzitgestein in feinkörnigen Dolomit übergegangen, womit eine nicht unbedeutende Verkieselung verbunden war. Der Quarz tritt zunächst in kleinen Körnchen im Gestein zerstreut in der Nähe der Spalten auf, auch bilden sich hier und da zarte, allseitig begrenzte Quarzkristalle mitten im Gestein. Zuletzt entsteht ein nur schwach dolomithaltiger Quarzit.

Stets ist mit der Dolomitisierung eine geringe Eisenzufuhr (oder Eisenanreicherung) verbunden. Die Erze pflegen jünger zu sein als die Dolomitisierung und auch als die damit verbundene Verkieselung.

Das Extrem der Magnesiazufuhr in Kalksteine stellt die Magnesitbildung (natürlich nur die Bildung des kristallinen Magnesits) dar. Nach Redlich wird auch diese von aufsteigenden, schwach erzführenden Lösungen verursacht. Es bilden sich im Kalkstein erst einzelne, dann zu geschlossenen Aggregaten sich vereinigende Magnesitindividuen. Diese neugebildeten Magnesite zeigen die charakteristische Pinolithstruktur (vgl. S. 149).

Die Dolomitisierung von Silikatgesteinen hat zuerst Becker von den nordwestamerikanischen Quecksilbergängen beschrieben. Hier sind alle an die Gänge angrenzenden Gesteine in dolomitische

1) W. Lindgren, The Copper Deposits of the Clifton Morenci District. U. St. Geol. Survey Prof. Paper No. 43.

Karbonate umgewandelt. Gleichzeitig hat sich stellenweise etwas Karbonat auf Spalten ausgeschieden. Man kennt in diesem Falle die chemische Zusammensetzung der erzbringenden Lösungen. Sie führen viel $NaHCO_3$ und NaCl, etwas H_2S und wenig freie Kohlensäure sowie wenig Karbonate und Sulfate der alkalischen Erden.

Neben den Erzgängen von Cœur d'Alène ist ein schwach serizitischer, quarzitischer Sandstein in ganz ähnlicher Weise durch Siderit verdrängt, der erst in wurzelartig verzweigten Trümchen in der Grundmasse sich ansiedelt und später auch die klastischen Quarzkörnchen mehr oder weniger resorbiert. Zugleich scheidet sich etwas Erz (Pyritkristalle, Zinkblendekörner, Bleiglanznester) aus (Fig. 88), bis endlich nur noch einzelne größere Quarzreste in erzführendem Siderit liegen. Stellenweise bildet der Siderit auch porphyroblastische Rhomboeder, die manchmal quer durch die klastischen Quarzkörner hindurchwachsen.

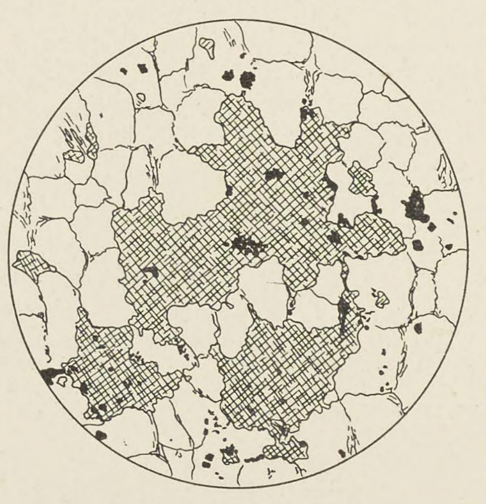


Fig. 88. Quarz metasomatisch verdrängt von Siderit mit etwas Bleiglanz und Schwefelkies (nach Lindgren). Vergr. 100 mal.

Die Dolomitisierung und Sideritisierung von silikatischen Gesteinen schließt sich eng an die mit starker Karbonatbildung verbundene Art der Serizitisierung an, wie wir sie in Mitterberg kennen lernten. Doch ist die reine Karbonatisierung außerordentlich viel seltener als die mit Serizitbildung verbundene.

In vielen Fällen ist die Magnesit- und Sideritbildung keine eigentliche Metamorphose, sondern eine einfache metasomatische Verdrängung des Nebengesteins durch die Gangfüllung. Dieser metasomatischen Art der Beeinflussung des Nebengesteins gehört auch die von Everding beschriebene Barytisierung des Zechsteinkalkes neben den barytführenden Bleierzgängen des Rösteberges an.

INHALTSVERZEICHNIS

(Die Mineralien sind auf einem besonderen Blatt in Teil II zusammengestellt)

VERZEICHNIS DER AUTORENANGABEN

